В.Воробьев
Н.Смирнов

АРКТИЧЕСКИЙ АНТИЦИКЛОН И ДИНАМИКА КЛИМАТА СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

Министерство образования Российской Федерации
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

В.Н. Воробьев • Н.П. Смирнов

АРКТИЧЕСКИЙ АНТИЦИКЛОН И ДИНАМИКА КЛИМАТА СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ





Санкт-Петербург
2003

Ministry of Education of Russian Federation
RUSSIAN STATE HYDROMETEOROLOGICAL UNIVERSITY

V.N. Vorobyev • N.P. Smirnov

THE ARCTIC HIGH AND CLIMATE DYNAMICS IN THE NORTHERN POLAR REGION



Saint-Petersburg
2003

УДК 551.515.7+551.583(211)

Воробьев В.Н. • Смирнов Н.П. Арктический антициклон и динамика климата северной полярной области. – СПб.: Изд. РГГМУ, 2003. – 82 с.

ISBN 5-86813-058-8

Рассмотрены сезонные и многолетние изменения интенсивности и положения Арктического антициклона. Анализируется связь многолетней динамики антициклона с интенсивностью циркуляции атмосферы в Северной Атлантике и Северо-Тихоокеанском регионе. Предложен индекс, характеризующий трансарктический перенос воздушных масс.

Приведен анализ изменчивости различных характеристик климата в Арктике (температуры воздуха и воды, ледовитости, уровня океана) в XX столетии и ее причин в связи с динамикой атмосферы в Северной Атлантике, Арктике и северной части Тихого океана. Обсуждается вопрос: подтверждают ли данные по динамике климата в Арктике предположение о глобальном потеплении климата Земли?

Предназначена для специалистов в области исследования климата, метеорологии и океанологии, а также экологов, интересующихся экологическими проблемами Северной Полярной области.

The book considers seasonal and multiyear variations in the intensity and position of the Arctic High. The relation between the multiyear anticyclone dynamics and the atmospheric circulation intensity in the North Atlantic and North Pacific regions is analyzed. An index is proposed to characterize the transarctic air mass transport.

An analysis is made of the variability of different climatic characteristics in the Arctic of the 20th century (air and water temperature, ice cover, sea level) and the causes of their variability in relation to the atmospheric dynamics in the North Atlantic, Arctic and Northern Pacific. The question of the validity of the data on climatic dynamics in the Arctic that infer global warming of the Earth's climate, is discussed.

ISBN 5-86813-058-8

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателей работа выполнена по тематическому плану научно-исследовательских работ Минобразования России в Российском государственном гидрометеорологическом университете и Государственном научном центре Российской Федерации (Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт) в рамках научного проекта «Крупномасштабная динамика атмосферных процессов над Северной Атлантикой и формирование климатических аномалий на Европейской территории России».

Данная монография является продолжением исследований, результаты которых были опубликованы в работе авторов «Северо-Атлантическое колебание и климат» в 1998 г. и «Северо-Тихоокеанское колебание и динамика климата в северной части Тихого океана» в 2002 г.

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность профессорам Г.В. Алексееву, Л.Н. Карлину и Э.И. Саруханяну за поддержку при работе над книгой.

ВВЕДЕНИЕ

Почти все основные стационарные центры действия атмосферы на Земле приурочены к океаническим областям и именно их наличие характеризует основные особенности циркуляции атмосферы на нашей планете. Это хорошо известные Исландский минимум и Азорский максимум давления в Северной Атлантике, Алеутский минимум и Гонолульский максимум давления в северной части Тихого океана и их аналоги в Южном полушарии: в Южной Атлантике, Индийском океане и южной части Тихого океана.

Кроме этих парных систем низкого и высокого давления над океанами, в Северном Ледовитом океане, а именно над восточной частью Арктического бассейна, в течение практически всего года существует область повышенного давления – Арктический антициклон. По современным оценкам за период с 1937 по 1992 гг. повторяемость Арктического антициклона на среднемесячных картах атмосферного давления в течение 8 месяцев из 12 составляет более 50% времени [4], а в отдельные годы он хорошо выражен в течение всего года. Наиболее высокая повторяемость Арктического антициклона характерна для весеннего и летнего периодов, а минимальная зимой. Более низкая его повторяемость в зимний период связана, на наш взгляд, не с отсутствием его, как такового, а с тем, что в зимний период вследствие сильного выхолаживания на прилегающих к Арктическому бассейну континентах Азии и Северной Америки наблюдается формирование и интенсификация сезонных континентальных антициклонов – Сибирского и Канадского, на фоне которых Арктический антициклон принимается за перемычку между ними и не выделяется на среднемесячных картах давления. В действительности Арктический антициклон над ледяным массивом в восточной части Арктического бассейна существует, по-видимому, в течение всего года и является стационарным барическим образованием. Об этом свидетельствует факт наличия в восточной части Арктического бассейна мощного стационарного антициклонического круговорота вод [14, 27]. Заметим,что всем стационарным океаническим центрам действия атмосферы, расположенным над океанами, приурочены соответствующие циркуляционные системы океанических вод, формирование которых и определяется наличием этих стационарных атмосферных образований.

Несмотря на то что еще в 40-е гг. прошлого столетия В.Ю. Визе обратил внимание на важную роль Арктического антициклона в гидрометеорологическом режиме Арктики [9], изучению этого центра действия атмосферы, впрочем, как и других стационарных барических центров, не уделялось должного внимания по причинам, которые ранее обсуждались в нашей работе [24]. В последние годы вследствие общего усиления интереса к проблеме динамики климата, общей циркуляции атмосферы на Земле, возрос интерес и к исследованиям динамики центров действия атмосферы [4, 24, 25, 33, 37, 43].

Учитывая, что климатические колебания в Северной Полярной области и Северной Атлантике являются наибольшими по амплитуде на всей территории Земли за период инструментальных наблюдений, есть все основания считать, что изучение закономерностей динамики интенсивности и положения стационарного центра действия атмосферы в Арктике и его связи с изменениями климата Северной полярной области представляет большой интерес. Это важно и в связи с тем, что в последние годы активно обсуждается наблюдаемое «потепление климата» на Земле. Объективный анализ собранных к настоящему времени данных по Северной Полярной области может помочь решению и этой проблемы, способной повлиять на выработку стратегии и тактики «устойчивого развития» как цивилизации в целом, так и, прежде всего, Российской Федерации на ближайшие годы.

Глава 1.
АРКТИЧЕСКИЙ АНТИЦИКЛОН, ЕГО СЕЗОННАЯ И МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА

Если рассматривать карты распределения среднемесячного приземного давления над Северной Полярной областью Земли, то в регионе, прилегающем к берегам Северной Америки, год от года отчетливо прослеживается наличие выраженного антициклонического образования (рис. 1.1). При этом, как уже давно было замечено [9],

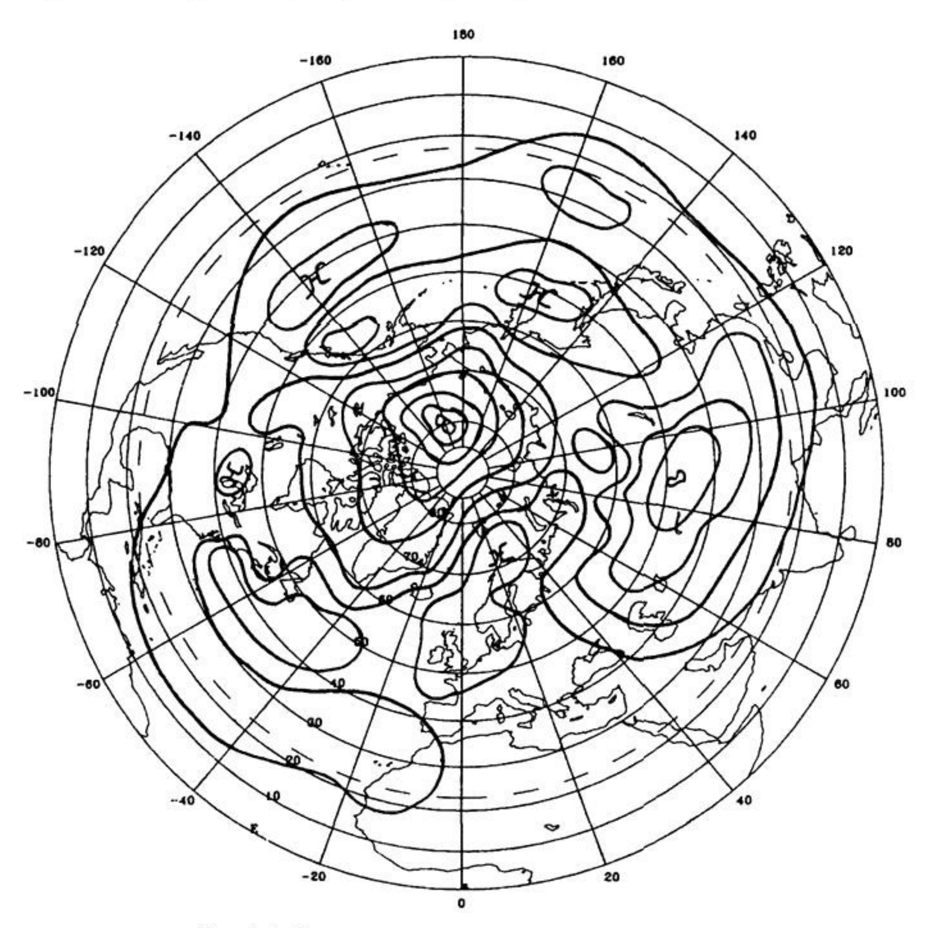


Рис. 1.1. Распределение давления на уровне моря в Северном полушарии (март 1951 г.).

интенсивность этого образования и его положение может заметно меняться от месяца к месяцу и от года к году. Причины такой, главным образом, многолетней динамики Арктического антициклона и ее роли в формировании гидрометеорологических условий и климата Арктического бассейна до настоящего времени не изучены, а высказываемые время от времени предположения остаются во многом дискуссионными. Тем не менее очевидно, что рассматриваемый центр действия атмосферы, будучи по своей природе связанным с наличием стационарного ледового массива в восточной части Арктического бассейна, сам в свою очередь способствует его поддержанию. Динамика его интенсивности и положения способна, по-видимому, оказывать определенное воздействие на циркуляцию вод и льдов Арктического бассейна и в целом Северного Ледовитого океана (СЛО), их гидрологические характеристики, т.е. на климат Полярной океанической области, а также климат прилегающих к СЛО окраин континентов: Северо-Американского и Азиатского.

В то же время Арктический антициклональный центр действия атмосферы достаточно сложен для изучения, особенно в многолетнем диапазоне, из-за отсутствия или весьма малого объема данных непосредственных наблюдений в интересующем нас регионе Северной полярной области. По-видимому, именно это и не позволило ранее выполнить анализ не только закономерностей многолетней динамики характеристик Арктического антициклона, но и его сезонного хода.

В настоящем исследовании, как и в более ранних работах [24, 25], использовался архив данных по атмосферному давлению в узлах сетки с шагом 5° по широте и 10° по долготе, имеющийся в Российском государственном гидрометеорологическом университете (РГГМУ). Методика определения давления в центре антициклона и его координат состояла в нахождении узла с максимальным давлением в области его вероятного нахождения, которая определялась по архиву синоптических карт Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) [24, 25]. Таким образом, были получены характеристики Арктического антициклона за каждый месяц года, начиная с 1946 по 1995 гг., т.е. за 50 лет. Следует сразу же отметить, что полученные таким образом данные так же не лишены ошибок, связанных с недостаточностью данных

наблюдений за давлением, использованных для их интерполяции в узлы сетки, во-первых, и с большим шагом самой сетки, особенно по широте, во-вторых. Но в нашем случае отсутствуют ошибки субъективного свойства. Поэтому можно полагать, что при осреднении данных за 50 лет для изучения внутригодовой изменчивости и за сезон или год для изучения многолетних колебаний мы имеем достаточно достоверные данные, на основе которых можно сделать определенные выводы о закономерностях сезонной и межгодовой изменчивости в положении и интенсивности Арктического антициклонального центра атмосферного давления.

1.1. Сезонная динамика

В табл. 1.1 и на рис. 1.2 приведены средние многолетние значения давления, широты и долготы за каждый месяц по данным РГГМУ и по данным ААНИИ [4]. Следует сразу же отметить, что значения среднемноголетнего давления по нашим данным за все месяцы года оказались ниже, чем по данным ААНИИ. Это связано прежде всего с тем, что при интерполяции в узлы сетки любой характеристики происходит ее сглаживание. Вследствие этого в среднем за год значение давления в Арктическом антициклоне равно 1020 гПа, а по данным ААНИИ – 1024 гПа, что, казалось бы, свидетельствует в пользу данных ААНИИ. Однако, анализируя траектории движения Арктического антициклона (рис. 1.3) в течение года по данным РГГМУ и данным ААНИИ, предпочтение скорее можно отдать первым. Они имеют значительно меньший разброс. Кроме того, в данных ААНИИ имеют место ничем не объяснимые значительные смещения центра антициклона на северо-восток в мае и столь же необъяснимые его смещения к западу в июле-августе. По чисто физическим причинам антициклон в летний период скорее должен смещаться на восток, ибо к западу он может смещаться только в периоды максимального развития ледового массива, т.е. в конце зимы.

Вследствие сказанного выше среднемноголетнее положение Арктического антициклона по данным РГГМУ заметно отличается от данных ААНИИ. Он расположен южнее и заметно восточнее. Однако, если исключить ничем не объяснимые смещения центра антициклона на запад в июле и августе и на север в мае, то различия в среднем положении циклона становятся заметно меньше (всего 3° по широте и 17° по долготе).

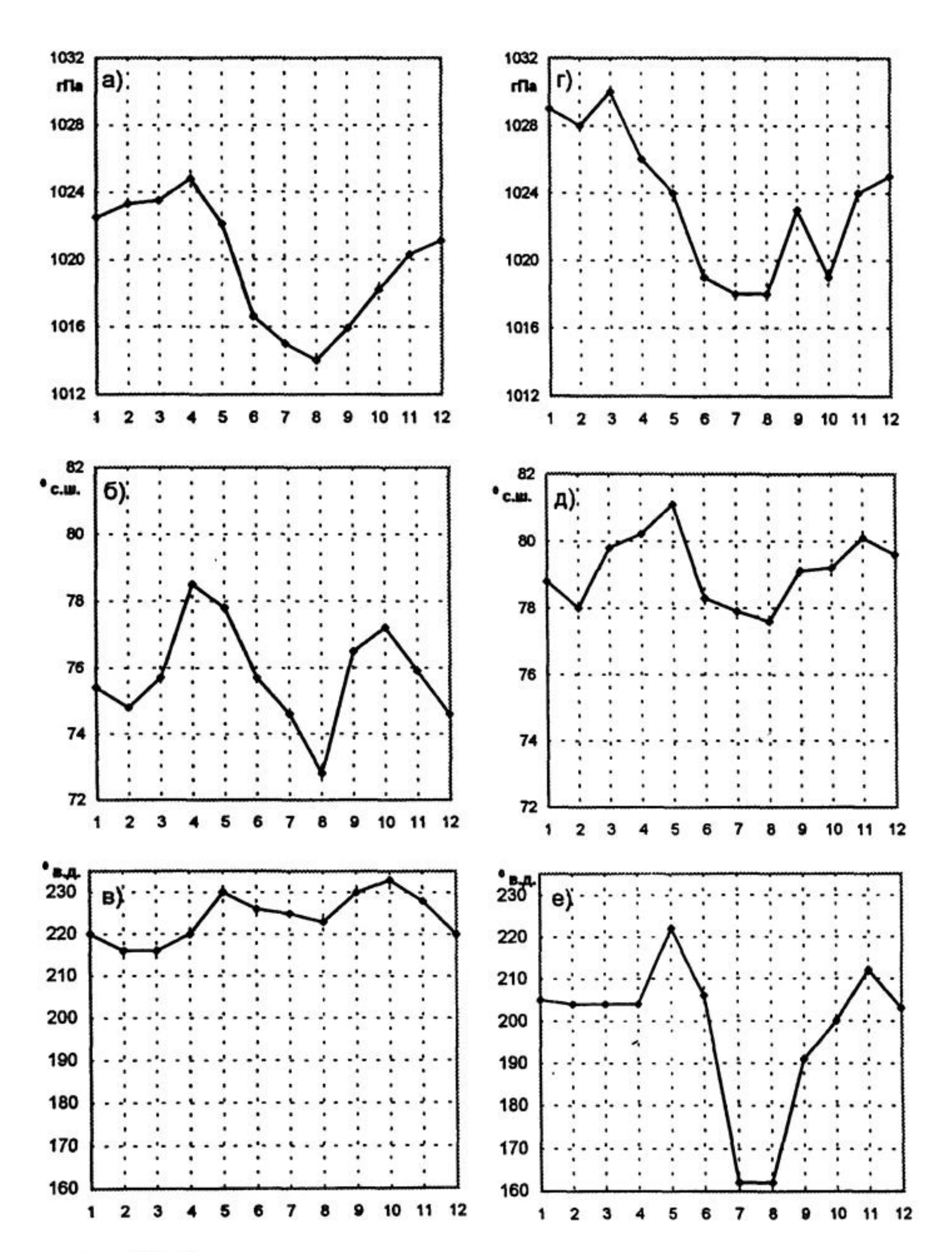


Рис. 1.2. Сезонные изменения давления в центре, широты и долготы центра Арктического антициклона по данным РРГМУ (а, б, в) и ААНИИ (г, д, е).

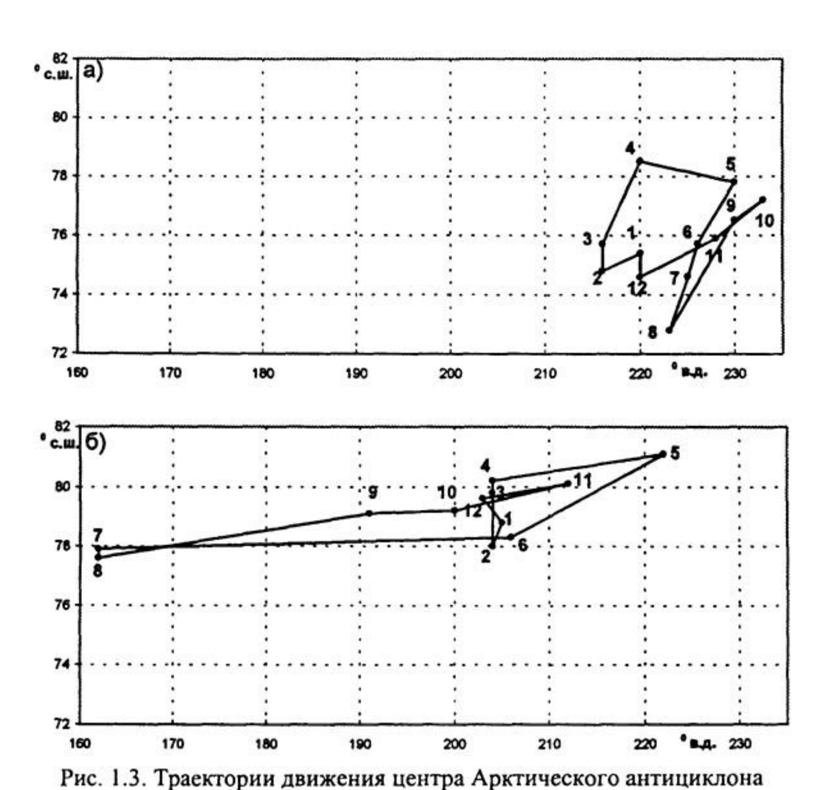


Рис. 1.3. Траектории движения центра Арктического антициклона в течение года по данным РГГМУ (а) и ААНИИ (б).

Таблица 1.1

СРЕДНЕМНОГОЛЕТНИЕ ЗНАЧЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА ЗА КАЖДЫЙ МЕСЯЦ (1946–1995 гг.)

Месяцы	Давление, гПа		Широта °с.ш.		Долгота °в.д.	
	РГГМУ	ААНИИ	РГГМУ	ААНИИ	РГГМУ	ААНИИ
Январь	1022.5	1029	75.4	78.8	220	205
Февраль	1023.3	1028	74.8	78	216	204
Март	1023.5	1030	75.7	79.8	216	204
Апрель	1024.8	1026	78.5	80.2	220	204
Май	1022.1	1024	77.8	81.1	230	222
Июнь	1016.6	1019	75.7	78.3	226	206
Июль	1015.0	1018	74.6	77.9	225	162
Август	1014.0	1018	72.8	77.6	223	162
Сентябрь	1015.9	1023	76.5	79.1	230	191
Октябрь	1018.2	1019	77.2	79.2	233	200
Ноябрь	1020.3	1024	75.9	80.1	228	212
Декабрь	1021.1	1025	74.6	79.6	220	203
Ср.год	1019.8	1023.6	75.8	79.1	223.9	197.9

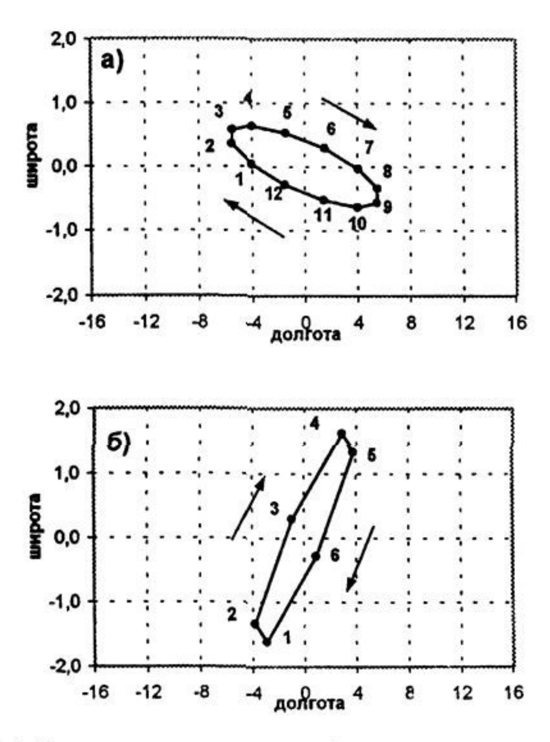


Рис. 1.4. Эллипсы движения центра Арктического антициклона в годовой волне (а) и полугодовой волне (б).

Нам представляется, что среднее положение центра Арктического антициклона в районе широт 76°–78° с.ш. и долгот 210°–220° в.д. (140–150 з.д.) наиболее обосновано и прежде всего потому, что, как показывают наиболее поздние данные, центр антициклонического круговорота вод в Арктическом бассейне, обязанный своим происхождением Арктическому антициклону, располагается в области 75°–78° с.ш. и 140°–145° з.д. [27], что очень хорошо согласуется с полученными нами данными.

Если рассматривать насколько идентично изменение давления в центре Арктического антициклона по данным РГГМУ и ААНИИ, то можно говорить о большом сходстве между ними (r = 0.87 при r 95% = 0.53). Основное различие состоит в том, что максимум давления в центре по данным РГГМУ наблюдается в апреле, а по данным ААНИИ – в марте.

Похожа по тем и другим данным и сезонная динамика центра Арктического антициклона по широте (r = 0.75). Отличия сводятся лишь к тому, что самое северное положение, по нашим данным, центр антициклона занимает в апреле, когда он наиболее выражен, а по данным ААНИИ – в мае, тогда как наиболее выражен он по тем же данным в марте. Второй максимум по данным РГГМУ наступает в октябре, а по данным ААНИИ – в ноябре.

Между изменениями долгот в двух определениях связь отсутствует (r = 0.02). Чем вызваны столь значительные смещения по долготе (около 60°) центра Арктического антициклона по данным ААНИИ объяснить трудно. Поэтому мы будем проводить анализ сезонных изменений характеристик Арктического антициклона по данным РГГМУ, тем более, что авторы вышеупомянутой работы [4] характеристики антициклона за отдельные годы не привели.

Возвращаясь к изменениям давления в центре антициклона в течение года, можно видеть достаточно плавный его ход с максимумом в апреле и минимумом в августе. При сравнении с сезонной динамикой давления в субтропических антициклонах (Азорском и Гонолульском) можно отметить, что максимум давления в Арктическом антициклоне опережает наступление максимума давления в них на три месяца [24, 25]. Минимум давления наступает также раньше, чем в субтропических антициклонах, но только на два месяца.

Если анализировать изменения широты и долготы центра Арктического антициклона в течение года, то очень хорошо заметно наличие полугодовой составляющей, особенно в изменениях широты. Максимальное северное смещение у антициклона наблюдается в апреле и октябре. На юг же антициклон смещается в конце зимы и лета. Максимальное восточное смещение антициклона наблюдается в мае и в октябре, а наиболее западное положение он занимает в конце зимы.

Интересно, как ведет себя давление в центре при сезонных перемещениях антициклона. Строгой функциональной связи между характеристиками антициклона не наблюдается. Однако тенденция в изменениях характеристик достаточно четкая. При смещении центра на север и запад давление в центре растет.

В табл. 1.2 приведены результаты гармонического анализа сезонных изменений характеристик Арктического антициклона. Как следует из данных таблицы, полугодовое колебание наиболее ярко выра-

жено в изменениях широты Арктического антициклона ($A_2/A_1 = 2.7$). Однако и в изменениях долготы полугодовая составляющая достаточно заметна ($A_2/A_1 = 0.70$). В изменениях давления она выражена слабее, всего ($A_2/A_1 = 0.33$). Интересно, что точно такой же характер соотношения полугодовой вариации к годовой наблюдается у характеристик ближайших соседей Арктического антициклона: Алеутского и Исландского минимумов давления. Лучше полугодовая составляющая выражена в изменениях координат центров, особенно широты, и хуже в изменениях давления.

Таблица 1.2

РЕЗУЛЬТАТЫ ГАРМОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА СЕЗОННОГО ХОДА ХАРАКТЕРИСТИК АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА

Хар-ка	Р гПА		Широта, (град)		Долгота, (град)	
№ гармоники	1-я	2-я	1-я	2-я	1-я	2-я
Амплитуда	4,69	1,56	0,64	1,73	5,68	4,00
Фаза, …°	67,48	258,31	116,55	260,56	254,56	283,24
Январь	3,73	–1,46	0,04	–1,62	–4,04	–2,92
Февраль	4,65	–1,17	0,35	–1,33	–5,49	–3,83
Март	4,34	0,32	0,57	0,28	–5,47	–0,92
Апрель	2,86	1,48	0,63	1,62	–3,98	2,92
Май	0,61	1,17	0,53	1,33	–1,43	3,83
Июнь	–1,80	–0,32	0,28	–0,28	1,51	0,92
Июль	–3,73	–1,48	–0,04	–1,62	4,04	–2,92
Август	–4,65	–1,17	–0,35	–1,33	5,49	- 3,83
Сентябрь	–4,34	0,32	–0,57	0,28	5,47	–0,92
Октябрь	–2,86	1,48	–0,63	1,62	3,98	2,92
Ноябрь	–0,61	1,17	–0,53	1,33	1,43	3,83
Декабрь	1,80	–0,32	–0,28	–0,28	–1,51	0,92

Движение в годовой и полугодовой волнах центра Арктического антициклона происходит по часовой стрелке (рис. 1.4). При этом направление движения в годовой волне аналогично направлению движения обоих стационарных антициклонов в Северном полушарии и Алеутского минимума давления. В полугодовой волне центр Арктического антициклона движется так, как циклонические центры действия атмосферы Северного полушария и в обратную сторону по сравнению с субтропическими антициклонами [25]. Последний факт невольно приводит к мысле об единой природе полугодовых колебаний положения центров действия атмосферы на Земле, о которой неоднократно указывалось в работах И.В.Максимова и его учеников [10, 19, 22, 23].

1.2. Многолетняя динамика

Исследований многолетней изменчивости характеристик Арктического антициклона до сих пор не было. В работе [4] приведены только данные, представляющие ежегодное количество антициклонов в Арктике на основе среднемесячных карт давления (рис. 1.5) и сделан вывод, что в 78% случаев Арктический антициклон наблюдался от 5 до 8 месяцев в году. На основе данных рис. 1.5 можно сделать еще один вывод о том, что выраженность Арктического антициклона уменьшилась от начала 60-х к началу 90-х гг. прошлого столетия.

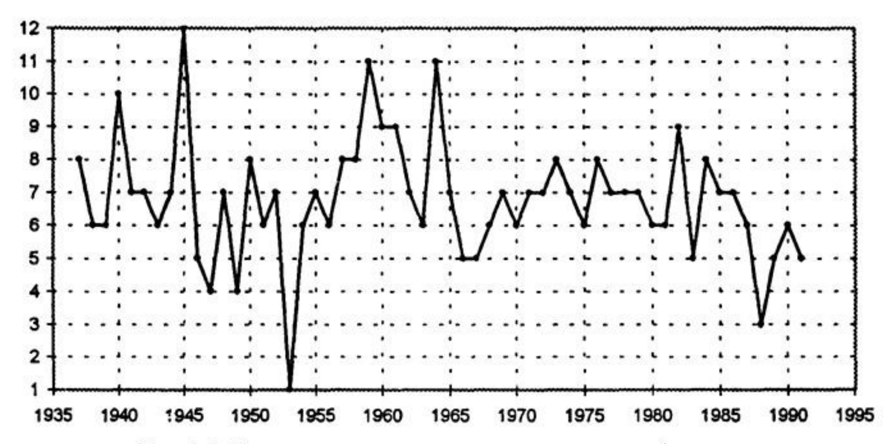


Рис. 1.5. Ежегодное количество антициклонов в Арктике на основе анализа среднемесячных карт давления [4].

В табл. 1.3 приведены значения характеристик Арктического антициклона в среднем за каждый год и в среднем за весенний период каждого года. Почему для дальнейшего анализа мы выбрали средние характеристики Арктического антициклона за год и за весенний период? Прежде всего потому, что при большем осреднении (за год) роль случайных ошибок уменьшается, а здесь они были неизбежны. В весенний же период, как уже отмечалось, Арктический антициклон наиболее легко определяется вследствие падения атмосферного давления на прилегающих континентах, что позволяет предполагать, что его характеристики в этот период определяются наиболее точно. Анализ связи многолетней изменчивости характеристик Арктического антициклона в среднем за год и за отдельные

сезоны (табл. 1.4) также показывает, что среднегодовые значения давления в антициклоне и широты его центра наиболее тесно связаны с их средними значениями за весенний период и хуже всего с их зимними значениями.

Таблица 1.3

СРЕДНИЕ ЗА ВЕСНУ И ЗА ГОД ХАРАКТЕРИСТИКИ АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА

Годы	Давление, гПа		Широта, ° с.ш.		Долгота, ° в.д.	
1	2	3	4	5	6	7
1946	1027.6	1022.2	80	77	200	223
1947	1022.4	1019.2	70	71	247	235
1948	1022.1	1018.6	72	75	240	223
1949	1021.3	1019.1	77	77	253	230
1950	1022.7	1020.5	77	74	247	228
1951	1030.4	1020.9	80	76	213	218
1952	1024.1	1021.5	80	78	200	207
1953	1024.3	1019.0	75	74	240	223
1954	1023.7	1018.5	72	73	227	225
1955	1027.2	1020.2	77	76	220	228
1956	1020.8	1019.2	77	74	200	218
1957	1026.7	1021.7	77	76	233	222
1958	1025.4	1022.2	80	79	200	227
1959	1022.1	1019.7	75	77	227	218
1960	1025.2	1022.0	77	78	207	213
1961	1026.8	1019.9	77	76	213	217
1962	1024.4	1019.3	77	76	233	230
1963	1019.2	1018.0	78	75	220	223
1964	1020.0	1018.3	72	74	220	208
1965	1020.7	1020.3	77	78	227	212
1966	1027.1	1021.3	77	75	220	232
1967	1019.8	1016.2	70	72	220	228
1968	1023.0	1022.7	75	76	233	230
1969	1024.3	1020.4	80	75	213	215
1970	1026.7	1021.0	80	75	213	218
1971	1022.1	1018.9	78	75	220	217
1972	1022.5	1020.2	77	75	213	215
1973	1026.2	1018.8	77	76	220	242
1974	1023.0	1019.8	77	76	210	212
1975	1026.7	1019.3	75	75	237	219
1976	1020.7	1019.0	82	78	220	227
1977	1021.3	1021.2	80	75	260	238
1978	1026.3	1021.3	78	77	200	217
1979	1029.3	1021.3	83	78	233	233

Продолжение таблицы 1.3

1	2	3	4	5	6	7
1980	1026.0	1021.9	80	77	200	230
1981	1024.0	1019.6	77	78	203	227
1982	1022.7	1021.7	78	76	213	213
1983	1026.0	1019.6	75	75	220	228
1984	1022.7	1019.3	77	77	230	217
1985	1022.7	1021.6	82	79	207	214
1986	1023.3	1020.0	75	76	220	221
1987	1022.7	1020.8	80	78	200	211
1988	1026.3	1019.8	80	78	250	225
1989	1021.9	1018.5	72	72	230	227
1990	1019.1	1017.9	70	73	233	223
1991	1018.4	1017.7	77	75	230	213
1992	1020.7	1018.2	77	74	217	228
1993	1023.6	1018.3	78	75	240	232
1994	1020.1	1018.2	77	74	203	230
1995	1025.7	1021.3	73	73	230	227

Таблица 1.4

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ СРЕДНЕГОДОВЫМИ И СЕЗОННЫМИ ЗНАЧЕНИЯМИ ХАРАКТЕРИСТИК АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА за 1946 – 1995 гг. (r 99% = ± 0.35)

Сезон	Давление	Широта	Долгота
Зима	0.26	0.44	0.28
Весна	0.59	0.74	0.43
Лето	0.47	0.64	0.54
Осень	0.55	0.47	0.59

На рис. 1.6 приведены изменения значений давления в центре, широты и долготы центра Арктического антициклона в среднем за весну, а в табл. 1.5 – средние за десятилетия значения характеристик антициклона. Как видно из табл. 1.5, значения характеристик Арктического антициклона мало изменяются от одного десятилетия к другому. Значения давления в центре антициклона находятся в основном в пределах 1019 – 1020 гПа в среднем за год и 1023 – 1025 гПа – в весенний период. Широта центра меняется в пределах 75° – 76° с.ш. в среднем за год и 76° – 79° с.ш. в весенний период. Долгота центра также меняется незначительно в пределах 220° – 225° в.д.

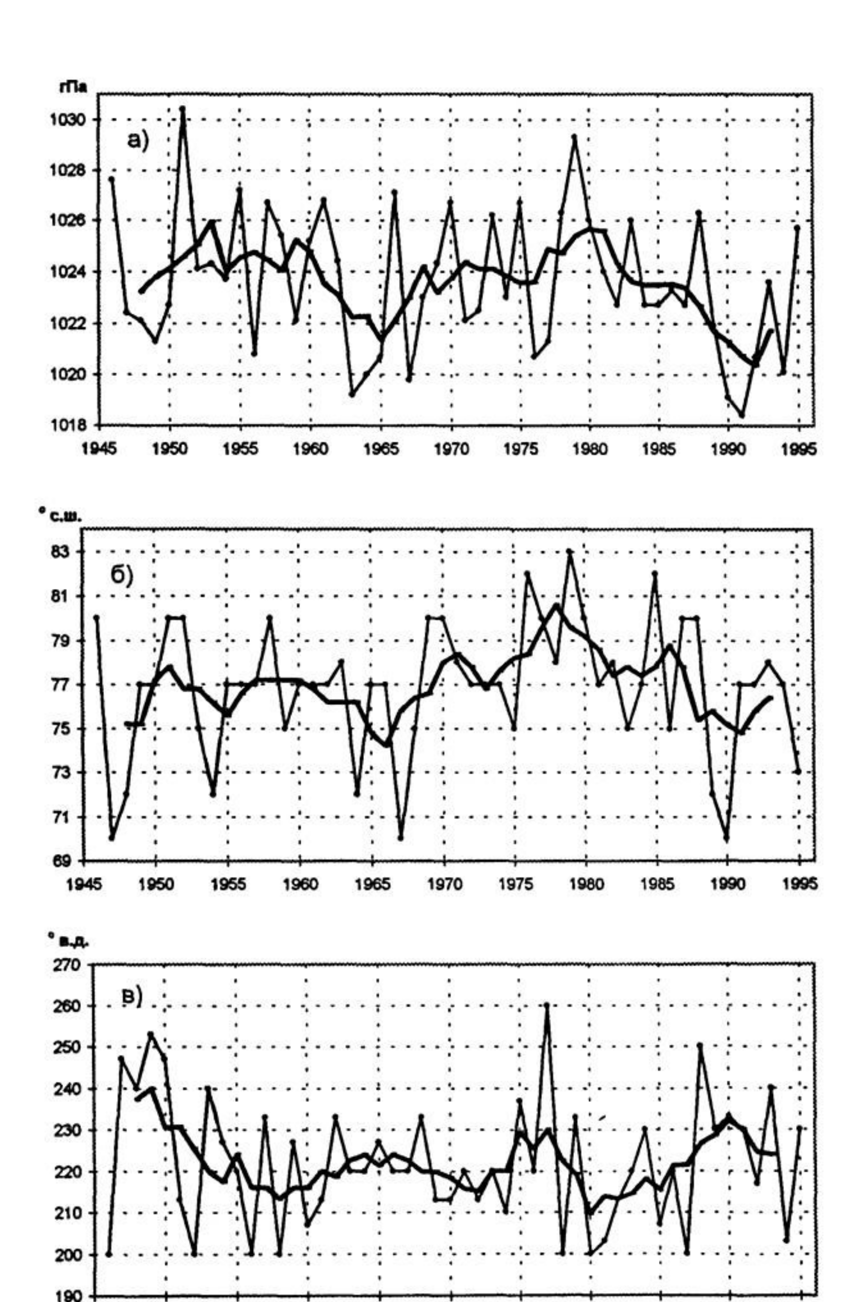


Рис. 1.6. Изменения давления в центре (а), широты (б) и долготы (в) центра Арктического антициклона в среднем за весенний период и их 5-летние скользящие средние (жирная линия).

Таблица 1.5

СРЕДНИЕ ЗА 10-ЛЕТИЯ ЗНАЧЕНИЯ ДАВЛЕНИЯ В ЦЕНТРЕ И КООРДИНАТ ЦЕНТРА АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА

Годы	Весна			Год		
	Р гПа	φ°с.ш.	λ в.д.	Р гПа	φ° с.ш.	λ° в.д.
1946–1950	1023.2	75.2	237	1019.9	74.8	228
1951–1960	1025.0	77.0	217	1020.4	76.1	220
1961–1970	1023.0	76.3	221	1019.7	75.2	221
1971–1980	1024.4	78.7	221	1020.2	76.2	225
1981–1990	1023.1	76.6	221	1019.9	76.2	221
1991–2000	1021.7	76.4	224	1018.7	74.2	226

Данные рис. 1.6 и табл. 1.5 дают основание считать, что интенсивность антициклона несколько уменьшилась к первой половине 90-х гг. прошлого столетия и он сместился немного к югу. Заметна также вариация с периодом около 20 лет в изменениях давления в центре и широты центра антициклона.

Интересно посмотреть, как связана между собой многолетняя динамика характеристик антициклона. В табл. 1.6 приведены корреляционные матрицы между значениями характеристик Арктического антициклона. Видно, что изменения давления и широты значимо связаны между собой, о чем свидетельствует и рис. 1.7. С увеличением давления в центре антициклон смещается к северу. Весной намечается значимая связь также между изменениями широты и долготы центра. При смещении к северу антициклон одновременно имеет тенденцию к смещению на запад и наоборот. Если же проанализировать связь между собой сглаженных по 5-летиям характеристик антициклона, то она оказывается значительно выше, особенно для весны и зимы и значима с обеспеченностью более 99% (табл. 1.7) между всеми характеристиками.

Таблица 1.6

ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА (1946–1995)

Характеристики	Весна			Год		
	P	φ	λ	P	φ	λ
P	1.0	0.36**	–0.15	1.0	0.56**	–0.12
φ		1.0	–0.32*		1.0	–0.26
λ			1.0			1.0

Примечание: Знак «*» указывает на 95%-ный уровень обеспеченности, «**» на 99%-ный.

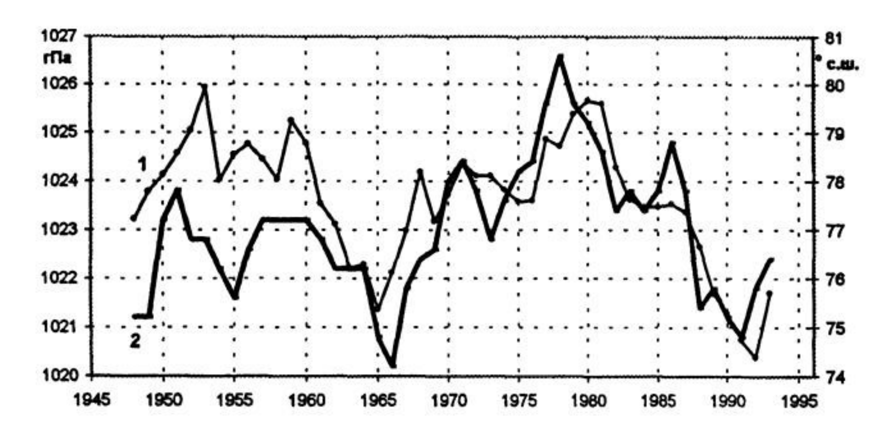


Рис. 1.7. Сопоставление изменений 5-летних скользящих средних значений давления в центре Арктического антициклона (1) и его широты (2) в весенний период.

Таким образом, отмеченная еще в гл. 1 тенденция в сезонной динамики характеристик Арктического антициклона, а именно, его интенсификация при его смещении на северо-запад, подтверждается и при анализе многолетней изменчивости характеристик антициклона.

Таблица 1.7

ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ СГЛАЖЕННЫМИ ЗА 5-ЛЕТИЯ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД ($r_{99\%} = \pm 0.35$)

Характеристики	P	φ	λ
P	1.0	0.51	–0.45
φ		1.0	–0.51
λ			1.0

Возвращаясь к рис. 1.6, можно отметить, что интенсивность Арктического антициклона за рассматриваемые 50 лет была наиболее низкой в самом конце 80-х – начале 90-х гг. Абсолютный минимум приходится на 1992 г. Второй минимум приходится на середину 60-х и третий – на конец 40-х гг. Максимумы наблюдались в 50-е годы и в конце 70-х – самом начале 80-х гг. В годы минимумов давления в антициклоне наблюдаются и минимумы широты положения центра антициклона. Неплохо во времени совпадают и их максимумы. Наиболее выражен Арктический антициклон был в конце 80-х годов, когда он занимал самое северное положение.

Таблица 1.8

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ КОЛИЧЕСТВОМ АНТИЦИКЛОНОВ ЗА ГОД В АРКТИКЕ И ХАРАКТЕРИСТИКАМИ АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА В СРЕДНЕМ ЗА ГОД

Характеристики	Не сглаженные значения	Сглаженные по 5-летиям
P	0.19	0.38**
φ	0.28*	0.59**
λ	–0.31*	–0.23

Примечание. Знак «*» указывает на 95%-ный уровень обеспеченности, «**» – на 99%-ный.

В заключении этой главы приведем сопоставление количества наблюдаемых в году антициклонов в Арктике по данным среднемесячных карт давления [4] с характеристиками Арктического антициклона в среднем за год (табл. 1.8). Из данных таблицы следует, что связь наблюдавшегося количества антициклонов по среднемесячным картам давления с изменениями характеристик Арктического антициклона в целом невелика. Лучше она проявляется при сопоставлении 5-летних скользящих средних значений и более всего заметна при сопоставлении количества антициклонов с изменениями широты центра арктического антициклона. В целом же имеет место достаточно выраженная тенденция: с увеличением количества наблюдаемых антициклонов за год растет давление в центре Арктического антициклона и он смещается к северо-западу.

1.3. Структура многолетней изменчивости

На рис. 1.8 приведены спектры изменений давления в центре Арктического антициклона и широты центра за весну и за год. Они достаточно похожи. Отличия состоят только в том, что в изменениях давления в весенний период очень замстна вариация с периодом 4,6 года, а в среднем за год – вариация с периодом около 10 лет. Однако в обоих спектрах основными являются вариации с периодами около 25 лет, 7 лет и 2–3 года. Эти вариации характерны как для динамики давления, так и широты центра Арктического антициклона. Эти же периодичности были определены и при анализе изменения характеристик других центров действия атмосферы Северного полушария [24, 25]. Что касается спектров изменения долготы центра антициклона, то они близки по своему виду к спектру белого шума и сколько-нибудь заметных вариаций на них не выделяется. Можно только отметить, что в изменениях долготы центра антициклона весной заметна вариация с периодом около 7 лет.

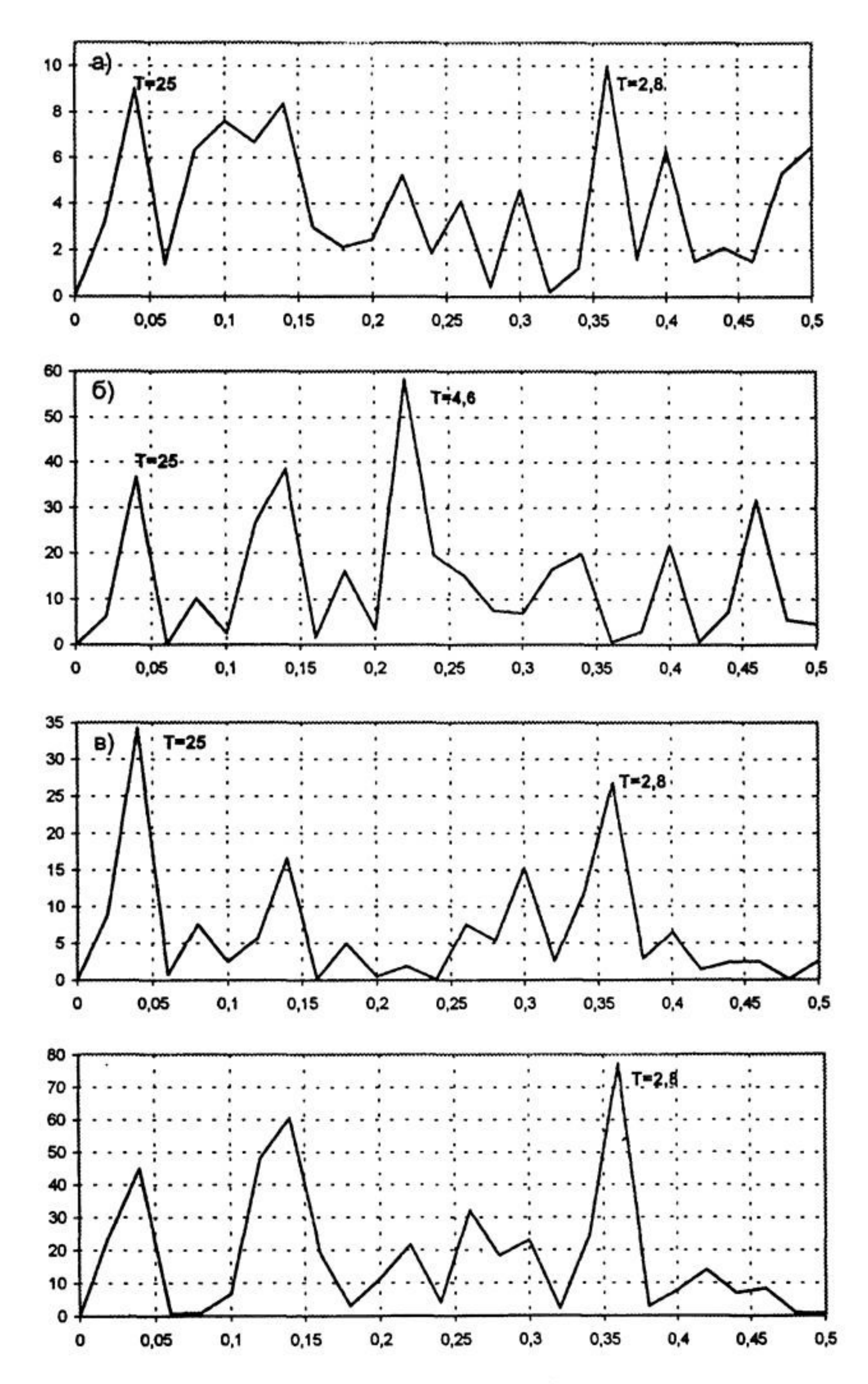


Рис. 1.8. Спектры изменений давления (а, б) в центре Арктического антициклона и его широты (в, г) за весенний период и в среднем за год.

Чтобы еще более уточнить структуру изменчивости и исключить возможные ошибки в определении характеристик антициклона, мы выполнили разложение на ЕОФ рядов давления и широты центра весной и в среднем за год. В результате оказалось, что первая главная компонента разложения четырех рядов описывает около двух третей (64.2%) общей дисперсии и более чем в три раза превосходит долю дисперсии, описываемую второй главной компонентой (20.5%). Вклад каждой из характеристик антициклона в формировании первой главной компоненты оказался удивительно близким между собой (около 0.5). На рис. 1.9 приведен спектр изменений первой главной компоненты, на котором очень четко видно, что основными в спектре изменчивости давления в центре и широты центра Арктического антициклона являются вариации с периодом около 25 лет, 7 лет и 2–3 года.

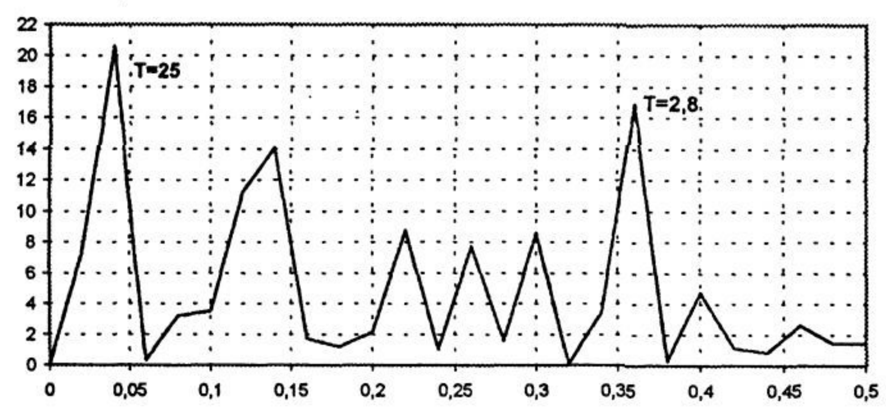
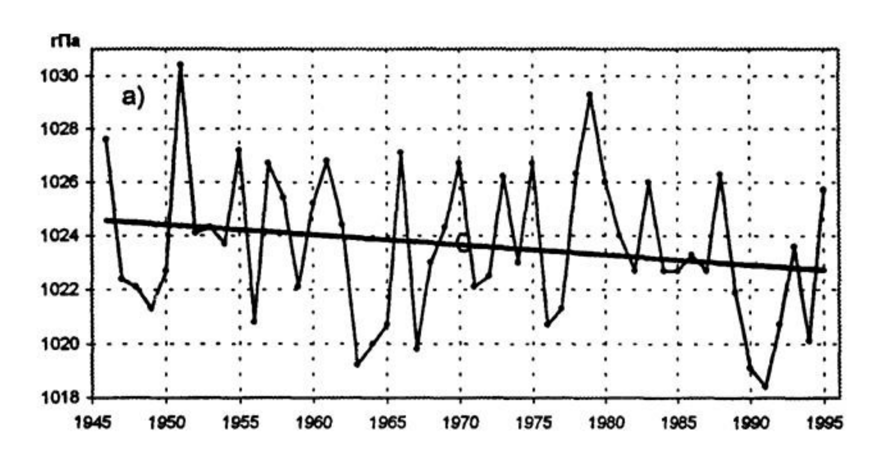
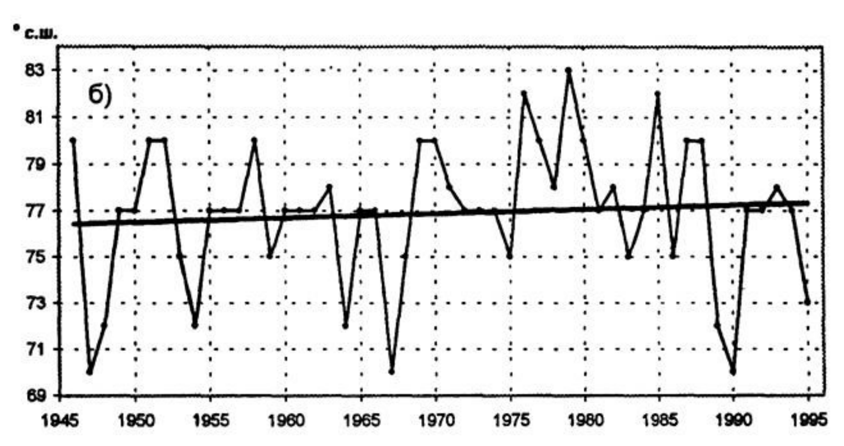


Рис. 1.9. Спектр 1ГК разложения на ЕОФ давления в центре Арктического антициклона и его широты в весенний период и в среднем за год.

На рис. 1.10 приведены тренды изменения давления в центре, широты и долготы центра Арктического антициклона в весенний период, а в табл. 1.8 их величины за 50 лет для весны и в среднем за год в сравнении со стандартными отклонениями значений рядов за тот же период. Из данных таблицы видно, что величины трендов характеристик Арктического антициклона за вторую половину XX столетия невелики. Они намного меньше значений стандартных отклонений рядов и говорить о сколько-нибудь заметном тренде в динамике характеристик антициклона не приходится.





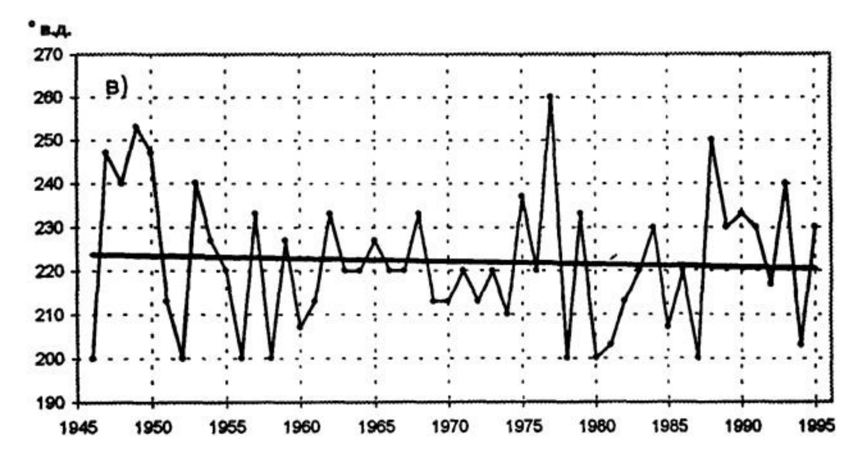


Рис. 1.10. Линейные тренды изменения давления (а), широты (б) и долготы (в) Арктического антициклона в весенний период.

Таблица 1.9

ЛИНЕЙНЫЕ ТРЕНДЫ И СТАНДАРТНЫЕ ОТКЛОНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА (1946 – 1995 гг.)

Характеристика	Весна		Год	
	Величина тренда	σ	Величина тренда	σ
PгПа	–1.9	2.8	–0.8	1.4
φ°	0.9	3.1	0	1.9
λ°	–3.3	15.5	1.3	7.9

Этот вывод совпадает полностью с результатами, полученными при анализе изменений характеристик всех других центров действия атмосферы Северного полушария. За отдельные, более короткие промежутки времени можно получить значимую трендовую составляющую, которая отражает обычно только наличие колебания в изменениях той или иной характеристики с периодом в десятки лет. (Табл. 1.9).

Так, например, в изменениях давления в центре Арктического антициклона за рассматриваемые годы наблюдались два очень выраженных периода падения давления: с 1953 по 1965 гг. и с 1980 по 1992 гг. При этом в последний период за 12 лет давление упало на 6 гПа, что более чем в два раза превосходит величину стандартного отклонения. Период повышения давления продолжался с 1965 по 1980 г. В данном случае наличие трендов в давлении в эти годы отражает только наличие в его изменениях колебания с периодом около 25 лет.

В изменчивости природных процессов существуют колебания с большими периодами, например, 60 лет и более. Поэтому при анализе трендов за 30–40 лет наблюдений можно получить значимый тренд, который, однако, не означает наличия постоянно существующего тренда. Об этом следует помнить и очень осторожно относиться к выводам, полученным на основе анализа относительно коротких рядов.

Глава 2.
АРКТИЧЕСКИЙ АНТИЦИКЛОН И ДИНАМИКА ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ

Прежде чем перейти к вопросу о роли динамики Арктического антициклона в изменениях климата Арктики, необходимо проанализировать, как он связан с изменениями интенсивности циркуляции атмосферы и, в первую очередь, в регионе Северной Атлантики, которая оказывает большое влияние не только на погодные и климатические условия в западной Арктике, но и в целом заметно влияет на климат Северного Ледовитого океана. Северо-Атлантическое колебание (NAO) сейчас рассматривается как один из главных регуляторов климата в Арктике [11, 16, 29, 32, 44, 46, 49]. Это дает основание предполагать, что NAO оказывает заметное влияние и на интенсивность и положение Арктического антициклона. Важным также представляется рассмотреть, как связаны характеристики Арктического антициклона с динамикой циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана (Северо-Тихоокеанское колебание – NPO) и с широко используемыми для долгосрочного прогнозирования погодных условий в Арктике формами атмосферной циркуляции Г.Я. Вангенгейма – А.А. Гирса [8, 13].

Известно, что поле давления над Арктическим бассейном характеризуется наличием антициклональной области на востоке и циклональной области над его западной частью. Следствием этого является стационарный перенос воздушных масс с востока на запад и, соответственно, трансарктическое движение вод и льдов из района Восточно-Сибирского моря в Гренландское море. В этой связи представляется целесообразным рассчитать индекс, который бы описывал интенсивность трансарктического воздушного переноса и установить, как он коррелируется с NAO, NPO, а также динамикой движения вод и льдов в Арктическом бассейне.

2.1. Арктический антициклон и интенсивность циркуляции атмосферы в Северной Атлантике и Северо-Тихоокеанском регионе

Для оценки взаимосвязи между многолетней изменчивостью циркуляции атмосферы в Северной Атлантике (Северо-Атлантичес-

кое колебание, $NAO_{об}$) и в северной части Тихого океана (Северо-Тихоокеанское колебание, $NPO_{об}$) и динамикой характеристик Арктического антициклона были рассчитаны коэффициенты корреляции, приведенные в табл. 2.1.

Таблица 2.1

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ МНОГОЛЕТНЕЙ ДИНАМИКОЙ ХАРАКТЕРИСТИК АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА И ИНДЕКСОВ $NAO_{об}$ и $NPO_{об}$

Характеристика	Не сглаженные значения		Сглаженные значения	
	$NAO_{об}$	$NPO_{об}$	$NAO_{об}$	$NAO_{об}$
P, весна	–0.02	0.14	–0.19	–0.08
P, год	–0.28*	–0.06	–0.39**	–0.16
φ, весна	–0.27*	0.03	–0.04	–0.03
φ, год	–0.20	0.09	–0.21	0
λ, весна	0.08	0.03	0.30*	0.38**
λ, год	0.17	–0.04	0.24	–0.13

Примечание: Знак «*» указывает на 95%-ный уровень обеспеченности, «**» – на 99%-ный.

Как можно видеть, данные таблицы свидетельствуют прежде всего о слабой связи между динамикой $NAO_{об}$ и изменчивостью характеристик Арктического антициклона. Другими словами, Северо-Атлантическое колебание оказывает весьма незначительное влияние на атмосферные процессы, протекающие в области расположения Арктического антициклона, хотя и подтверждается тот факт, что, когда в Арктической области усиливается цикличность, ослабевает антициклональная деятельность и наоборот. При этом, когда активизируются циклонические процессы в западном секторе Арктики Арктический антициклон имеет тенденцию к смещению на юго-восток. И наоборот, в период своей акцентации и, соответственно, с ослаблением цикличности в Арктике, Арктический антициклон смещается в северо-западном направлении.

С динамикой индекса Северо-Тихоокеанского колебания (NPO) у характеристик Арктического антициклона связи не обнаруживается.

Вывод о наличии некоторой связи у характеристик Арктического антициклона с динамикой атмосферы в Северной Атлантике подтверждается и при их сопоставлении с индексами меридиональных переносов на границе Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана (табл. 2.2). В работе [21] были определены индексы NEO (Северо-Европейское колебание) и ECO (Восточно-Канадское

колебание), которые представляют собой разности давления в узлах координатной сетки для зимы над южной частью Норвежского моря (60° с.ш. 10° в.д. и 65° с.ш. 0°) и северной частью моря Баффина (65° с.ш. 50° з.д. и 65° с.ш. 70° з.д.). Эти разности давления

Таблица 2.2

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ ДИНАМИКОЙ ХАРАКТЕРИСТИК АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА И ИНДЕКСАМИ NEO и ECO

Характеристика	Несглаженные значения		Сглаженные значения	
	NEO	ECO	NEO	ECO
P, год	–0.35*	0.01	–0.52**	0.07
φ, год	–0.31*	0.17	–0.38**	0.08
λ, год	0.13	–0.11	0.27*	–0.24

Примечание: Знак "*" указывает на 95%-ный уровень обеспеченности, "**" – на 99%-ный.

характеризуют интенсивность меридиональных переносов в атмосфере в регион Северного Ледовитого океана над Норвежским морем и из Северного Ледовитого океана в Атлантику над морем Баффина. Из таблицы следует, что при увеличении индекса NEO и усилении переноса теплых атлантических воздушных масс в Арктику, т.е. усилении циклоничности в западной части Северного Ледовитого океана, давление в центре Арктического антициклона падает и он смещается на юго-восток. И наоборот, при уменьшении индекса NEO, когда отмечается деакцентация Исландского минимума, давление в центре Арктического антициклона растет (рис. 2.1) и он смещается к северо-западу. При этом, как это видно по результатам корреляции его характеристик с Восточно-Канадским колебанием (табл. 2.2), сам Арктический антициклон не акцентирует интенсивность выноса холодных воздушных масс из Арктики в район моря Баффина. Этот вынос, как было показано ранее [21, 24], определяется интенсивностью атмосферной циркуляции в Северной Атлантике, т.е. индексом NAO.

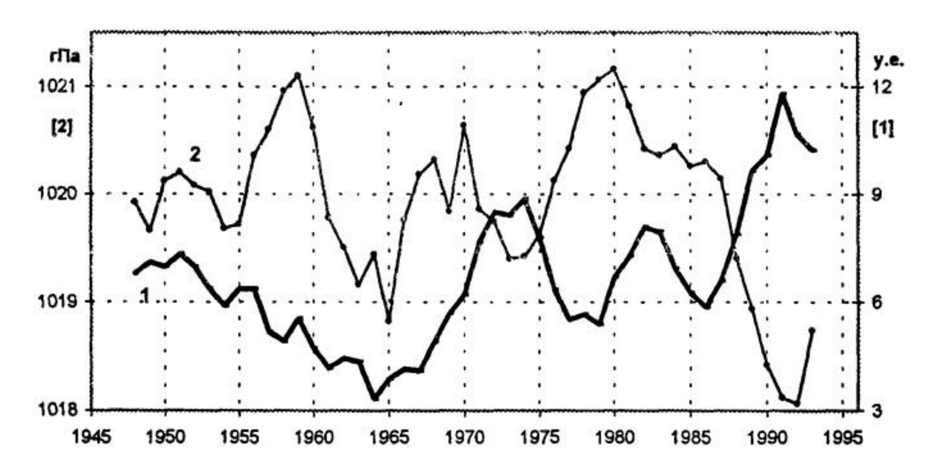


Рис. 2.1. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений NEO (1) и давления (2) в центре Арктического антициклона в среднем за год.

Подобный же корреляционный анализ был выполнен с меридиональными потоками воздушных масс на западе и востоке Северо-Тихоокеанского региона [25]. Для этой цели использовались разности давления по 55° с.ш. между 180° и 160° в.д. (Камчатское колебание – КО) и 140° з.д. и 160° з.д. (Аляскинское колебание – АО). Однако значимой связи между ними и характеристиками Арктического антициклона выявлено не было. По-видимому, это объясняется тем, что воздухообмен в нижних слоях между атмосферой над Арктическим бассейном и северной частью Тихого океана ослаблен мощными горными хребтами на Аляске и Чукотке, как, впрочем, это имеет место и в океане между СЛО и северной частью Тихого океана.

2.2. Арктический антициклон и изменчивость форм атмосферной циркуляции по Г.Я. Вангенгейму – А.А. Гирсу

Классификация атмосферной циркуляции, предложенная Г.Я. Вангенгеймом [8] и развитая в последствии А.А. Гирсом [12, 13], основана на изучении макропроцессов в атмосфере Северного полушария (севернее 30° с.ш.). Г.Я. Вангенгейм, изучая регион от о. Гренландия до р. Енисей, определил три формы атмосферной циркуляции: западную (W), восточную (E) и меридиональную (C).

При процессах западной формы циркуляции в толще тропосферы наблюдаются волны малой амплитуды, быстро смещающиеся с запада на восток. При процессах форм Е и С в толще тропосферы наблюдаются стационарные волны большой амплитуды. Таким образом, формы С и Е являются двумя разновидностями меридионального состояния атмосферы. А.А. Гирс применил эту классификацию для Тихоокеанско-Американского сектора Северного полушария и определил для этого региона повторяемость соответствующих форм атмосферной циркуляции: западной (З), меридиональной (M_1) и восточной (M_2). На рис. 2.2 показана схема положения высотных (АТ500) гребней и ложбин при циркуляционных макропроцессах W_3, E_{M2} и C_M в Северном полушарии.

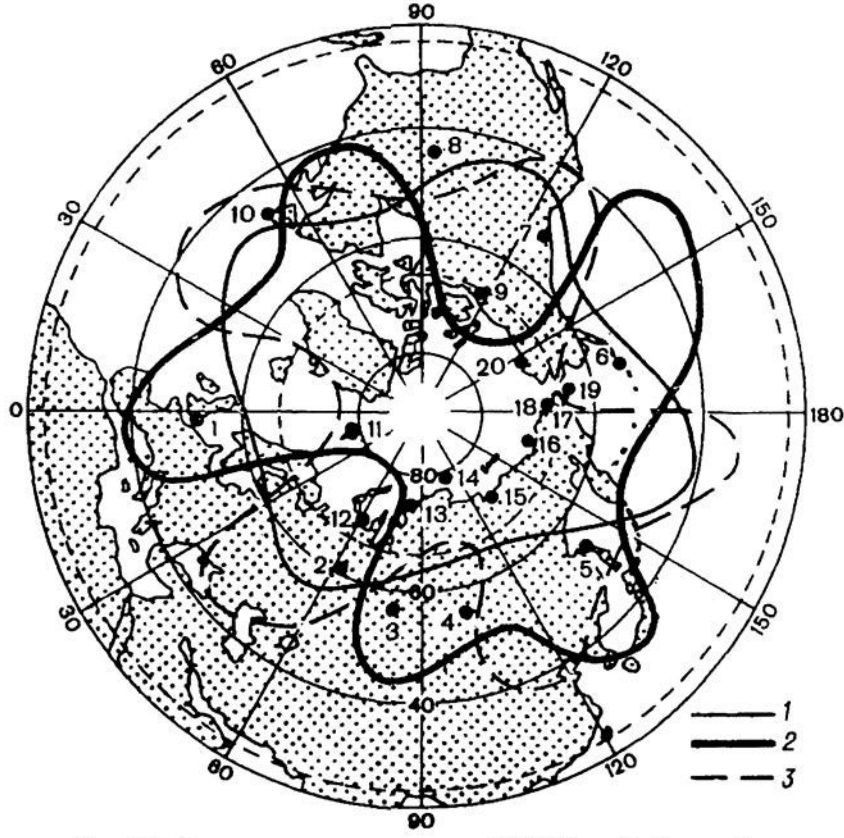
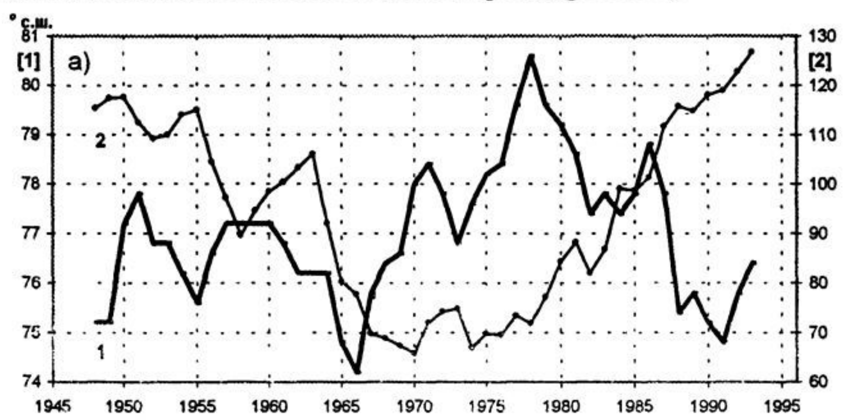


Рис. 2.2. Схема положения высотных (АТ 500) гребней и ложбин при макропроцессах W_3 (1), E_{M2} (2) и C_M (3) по [13].

Выполненный взаимокорреляционный анализ между повторяемостью форм атмосферной циркуляции и изменениями характеристик Арктического антициклона (табл. 2.3) показывает, что при уменьшении повторяемости зональной западной формы циркуляции (W) и увеличении повторяемости восточной формы циркуляции (E) в Атлантико-Евразийском секторе Северного полушария давление в центре Арктического антициклона растет и он смещается к северо-западу и наоборот. Наиболее ярко эта связь наблюдается на периодах изменчивости более 6–7 лет и для изменений широты антициклона, особенно в весенний период (рис. 2.3).



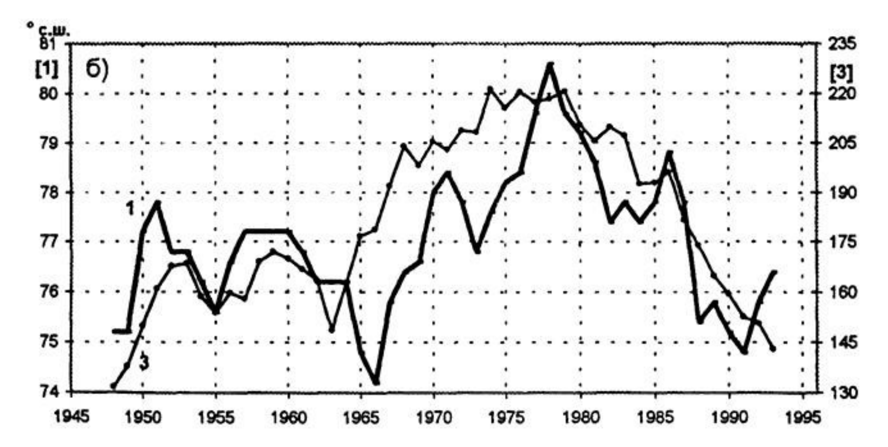


Рис. 2.3. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений широты центра Арктического антициклона в весенний период (1) и повторяемости форм атмосферной циркуляции W (а) и E (б) (2).

С повторяемостью форм атмосферной циркуляции в Тихоокеанско-Американском регионе связь у характеристик Арктического антициклона значительно слабее. С изменениями давления в центре антициклона связь вообще отсутствует. Наиболее заметна связь повторяемости форм атмосферной циркуляции с изменениями широты Арктического антициклона. При этом, когда усиливается зональная циркуляция в Тихоокеанском регионе и ослабевает повторяемость процессов формы $М_1$, центр Арктического антициклона

Таблица 2.3

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ МНОГОЛЕТНЕЙ ДИНАМИКОЙ ХАРАКТЕРИСТИК АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА И ПОВТОРЯЕМОСТЬЮ ФОРМ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ПО Г.Я. ВАНГЕНГЕЙМУ – А.А. ГИРСУ

Формы циркуляции	Несглаженные значения		Сглаженные значения	
	Весна	Год	Весна	Год
W	0.06	–0.14	–0.24	–0.35**
C	–0.26	–0.05	–0.26	–0.23
E	0.15	0.20	0.35**	0.43**
З	–0.14	–0.13	–0.02	0.06
$М_1$	0.09	0.04	0.12	–0.06
$М_2$	0.08	0.15	–0.08	–0.05
	Весна	Год	Весна	Год
W	–0.29*	–0.25	–0.49**	–0.33*
C	–0.29*	–0.25	–0.55**	–0.52**
E	0.40**	0.36**	0.68**	0.53**
З	0.02	0.11	0.42**	0.42**
$М_1$	–0.13	–0.21	–0.43**	–0.46**
$М_2$	0.11	0.03	–0.27*	–0.33*
	Весна	Год	Весна	Год
W	0.24	0.02	0.40**	0.07
C	0.12	0.01	0.32*	0.03
E	–0.26	–0.07	–0.47**	–0.03
З	–0.02	0	–0.35*	0.07
$М_1$	–0.02	–0.02	0.14	–0.06
$М_2$	–0.01	–0.02	0.48**	0.08

Примечание. Знак «*» указывает на 95%-ный уровень обеспеченности, «**» – на 99%-ный.

смещается на север и, судя по весеннему периоду, на запад. Но в целом связь невелика. Это еще раз подтверждает, что циркуляционные процессы в атмосфере Тихоокеанско-Американского региона

значительно слабее влияют на динамику характеристик Арктического антициклона по сравнению с атмосферными процессами в Атлантическом регионе Северного полушария.

2.3. Индекс трансарктического переноса воздушных масс

Как уже указывалось, вследствие наличия Арктического антициклона на востоке Северного Ледовитого океана и отрога Исландского минимума давления, простирающегося вплоть до Карского моря на западе, наблюдается постоянный перенос воздушных масс через центральную часть бассейна с востока на запад. Этот перенос приводит к дрейфу поверхностных вод и льдов из области, примыкающей к Восточно-Сибирскому морю через пролив Фрама в Гренландское море. Центр циклонического круговорота вод расположен по данным [6, 18] в северной части Баренцева моря. Это позволяет оценить интенсивность воздушного переноса, используя разность давлений между точками, первая из которых расположена близко к центру Арктического антициклона, а вторая – в северной части Баренцева моря. Мы выбрали и рассчитали разности давления между точками с координатами 80° с.ш. и 140° з.д. и 75° с.ш. 60° в.д. Изменения год от года этой разности давления, которую мы будем называть индексом трансарктического переноса (ИТП), для весны приведены на рис. 2.4.

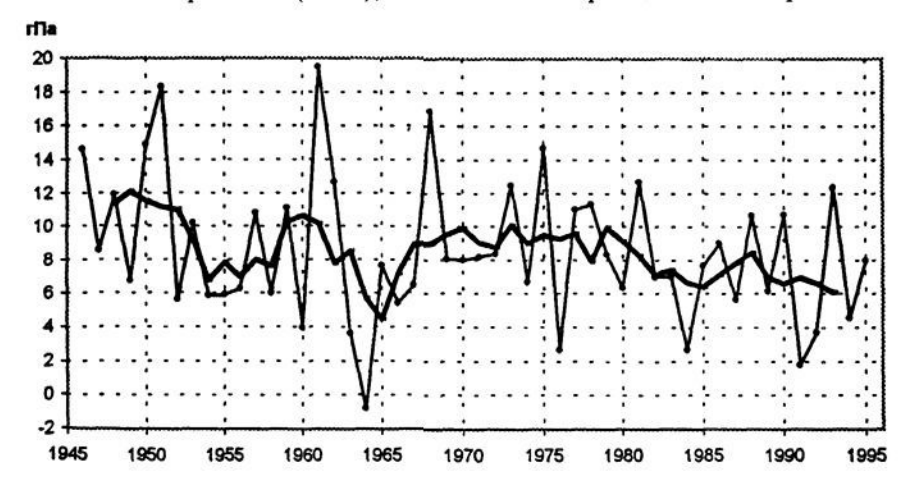


Рис. 2.4. Значения разности давления за весенний период между точками с координатами 80° с.ш. и 140° з.д. и 75° с.ш. 60° в.д. и их 5-летние скользящие средние значения (жирная линия).

Сопоставление разностей давления в указанных точках для весны и в среднем за год с динамикой давления в центре Арктического антициклона показало на их значимую связь между собой, особенно для весеннего периода ($r = 0.47$).

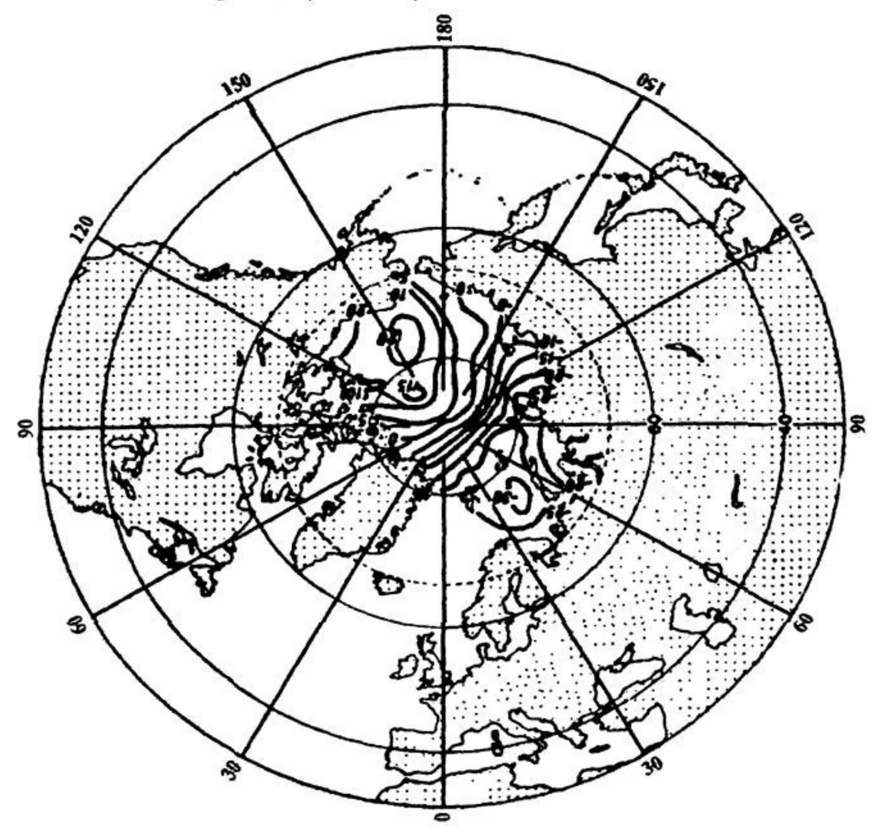


Рис. 2.5. Рельеф свободной поверхности Северного Ледовитого океана [6].

Насколько этот атмосферный индекс хорошо отражает и трансарктический перенос в океане и согласуется с соотношением цикличности и антицикличности в Арктическом бассейне, можно проверить, сравнив его с индексом, отражающим соотношение интенсивности циклонической и антициклонической циркуляции вод в Арктическом бассейне. Если обратиться к форме рельефа свободной поверхности Северного Ледовитого океана (рис. 2.5), то видно, что на востоке в области расположения атмосферного антициклона

наблюдается куполообразный подъем уровня, соответствующий, антициклоническому круговороту вод.

На западе СЛО, в центре циклонического круговорота вод, наблюдается впадина. Значения уклонов водной поверхности хорошо соответствуют как характеру циркуляции вод и льдов в Северном Ледовитом океане, так и данным о скоростях течений, полученным по результатам инструментальных измерений. Подъем уровня на востоке, определяемый антициклонической циркуляцией вод, и впадина на западе, определяемая циклонической циркуляцией, позволили использовать наклон уровня в центре Арктического бассейна как индекс, характеризующий интенсивность циркуляции вод океана [39]. При этом, когда усиливается антициклоническая циркуляция вод, ослабевает циклоническая в соответствии с тем, что имеет место для атмосферной циркуляции.

Таблица 2.4

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ ИЗМЕНЕНИЯМИ ИНДЕКСА ИТП И ДАВЛЕНИЯ В ЦЕНТРЕ АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА В СРЕДНЕМ ЗА ВЕСНУ И ГОД И МЕЖГОДОВЫМИ КОЛЕБАНИЯМИ НАКЛОНОВ УРОВНЯ МОРЯ В ЦЕНТРЕ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Периоды осреднения	Исходные данные		Сглаженные по 5-летиям	
	ИТП	P	ИТП	P
Весна	0.41**	0.24	0.78**	0.25
Год	0.33*	0.35*	0.47**	0.16

Примечание. Знак «*» указывает на 95%-ный уровень обеспеченности, «**» – на 99%-ный.

В табл. 2.4 приведены коэффициенты корреляции между полученным нами индексом ИТП и давлением в центре Арктического антициклона за весну и в среднем за год и наклонами уровня в центре Арктического бассейна по данным [39]. Приведенные результаты свидетельствуют, что давление в центре Арктического антициклона плохо коррелирует с наклонами уровня в Арктическом бассейне. Значения же ИТП, и в среднем за год, и за весенний период, очень неплохо коррелируют с океаническим индексом, особенно в долгопериодной части спектра изменчивости (рис. 2.6).

Таким образом, можно полагать, что разность давления за весну между точками, расположенными вблизи океанических центров антициклонического и циклонического круговоротов вод в СЛО, неплохо характеризует и многолетнюю динамику соотношения цикличности и антицикличности в атмосфере над Арктикой.

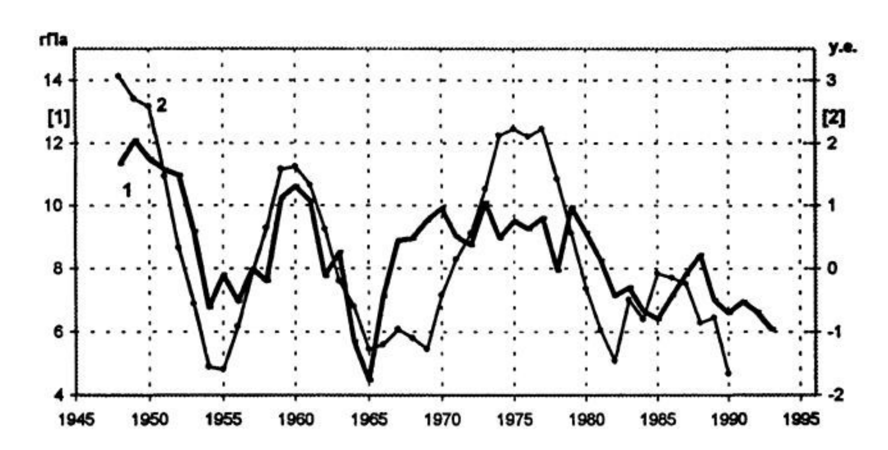


Рис. 2.6. Сопоставление сглаженных по 5-летиям значений разностей давления за весну между точками с координатами 80° с.ш. 140° з.д. и 75° с.ш. 60° в.д. и наклонов уровня моря в центре Арктического бассейна.

Если вернуться к рис. 2.4, то можно отметить одну главную особенность многолетней динамики рассматриваемого индекса – ослабление интенсивности трансарктического переноса в атмосфере, во второй половине XX столетия особенно заметное в 80-е годы. Тем не менее абсолютный минимум за рассматриваемые 50 лет наблюдался в середине 60-х гг., когда имел место глубокий минимум в изменениях индекса NAO [24]. Поэтому, несмотря на отсутствие зависимости индекса ИТП от Северо-Атлантического колебания (r ≈ 0), при общем заметном повышении давления в Арктике в период сильного ослабления NAO, этот индекс заметно уменьшился.

Таким образом, зависимость интенсивности трансарктического переноса воздушных масс от динамики атмосферных процессов непосредственно в Арктическом бассейне, Северной Атлантике и, возможно, в северной части Тихого океана достаточная сложная. На это указывает, например, определенная связь индекса ИТП с изменениями интенсивности меридиональных переносов в Северо-Тихоокеанском регионе (коэффициент корреляции с изменениями КО $r = 0.45$, с АО $r = -0.42$). Можно полагать, что динамика интенсивности атмосферного трансарктического переноса формируется под влиянием атмосферных процессов в регионах, прилегающих к Арктике, а также непосредственно в самом Арктическом бассейне.

Глава 3.
АРКТИЧЕСКИЙ АНТИЦИКЛОН И ДИНАМИКА КЛИМАТА В АРКТИКЕ

Как известно, полярные области Земли наиболее чувствительны к глобальным изменениям климата. Именно поэтому интерес к динамике характеристик климата в Арктике в последние годы неизмеримо вырос [1, 3, 5, 29–32, 41, 42]. Поэтому представлялось важным не только сопоставить многолетнюю изменчивость характеристик климата Арктики с различными индексами атмосферной циркуляции в Северном полушарии, но и попытаться хотя бы кратко проанализировать их динамику в XX столетии.

3.1. Температура воздуха

Для анализа температуры воздуха в Арктическом регионе было отобрано 16 станций с наблюдениями за температурой воздуха не менее 60–70 лет, а на некоторых наблюдения велись с начала века (рис. 3.1., табл. 3.1). Все эти станции находятся к северу от Северного Полярного круга и достаточно равномерно расположены по побережью Северного Ледовитого океана.

В табл. 3.2 приведены средние за 10-летия значения температуры воздуха на всех 16 станциях, а на рис. 3.2 и 3.3 изменения температуры год от года и 5-летние скользящие средние значения температуры для ряда из этих станций.

При анализе табл. 3.2 и рис. 3.2 и 3.3 обращает на себя внимание прежде всего то, что на всех станциях, начиная со ст.Клайд на западной границе моря Баффина и до мыса Шалаурова на западной границе Восточно-Сибирского моря самыми теплыми десятилетиями были или 30-е, или 40-е годы XX столетия, а отнюдь не последнее его десятилетие. И только на побережье Чукотского моря и моря Бофорта последнее десятилетие прошлого столетия было наиболее теплым. Самыми холодными на всех станциях, кроме расположенных на побережье моря Баффина, были первое десятилетие XX в. и 60-е гг. На берегах моря Баффина наиболее холодными были 80-е и 90-е гг.

Таким образом, анализ данных по температуре воздуха на станциях наблюдений, расположенных к северу от Полярного круга, не подтверждает так широко распространившегося убеждения о заметном

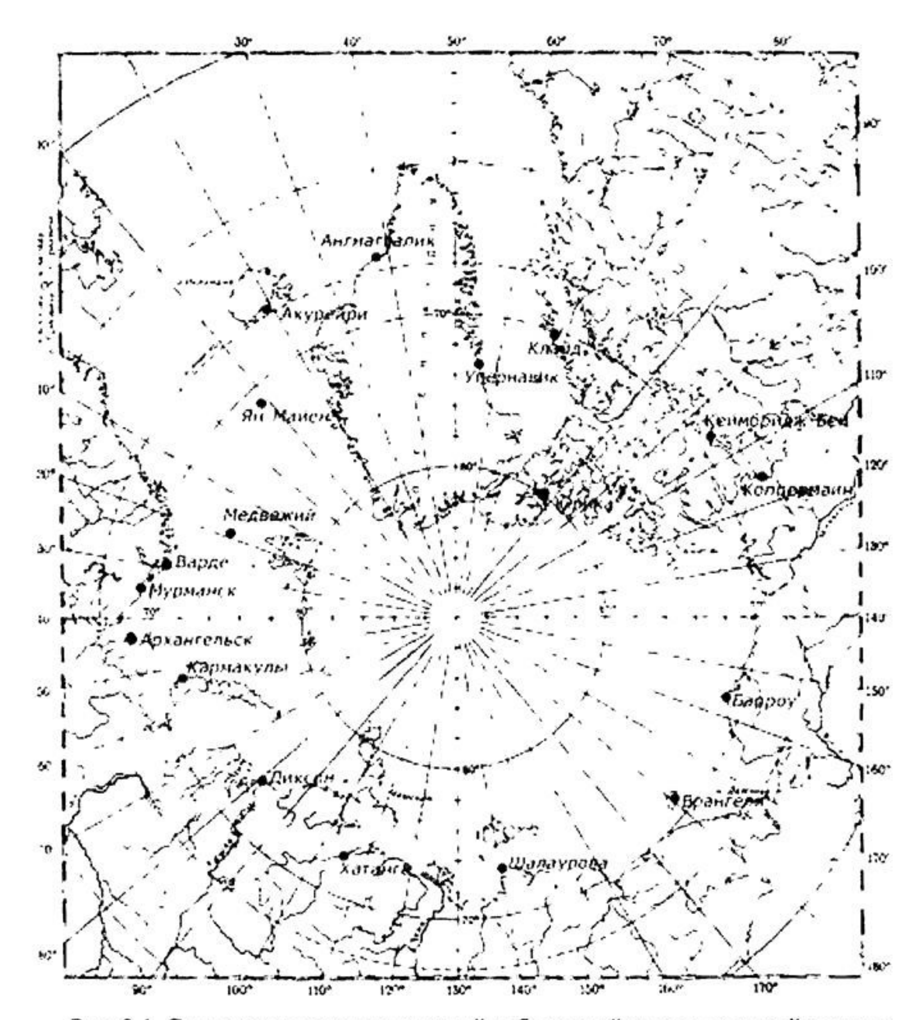


Рис. 3.1. Схема расположения станций наблюдений за температурой воздуха.

глобальном потеплении климата на нашей планете. К аналогичному заключению можно прийти и по результатам анализа линейных трендов за вторую половину XX столетия на рассматриваемых станциях (табл. 3.3, рис. 3.4 и 3.5). Данные только за вторую половину XX в. были использованы потому, что, во-первых, именно во второй половине XX столетия происходило наиболее быстрое накопление углекислого газа в атмосфере Земли, парниковый эффект от которого и должен вести к глобальному потеплению Земли, а во-вторых,

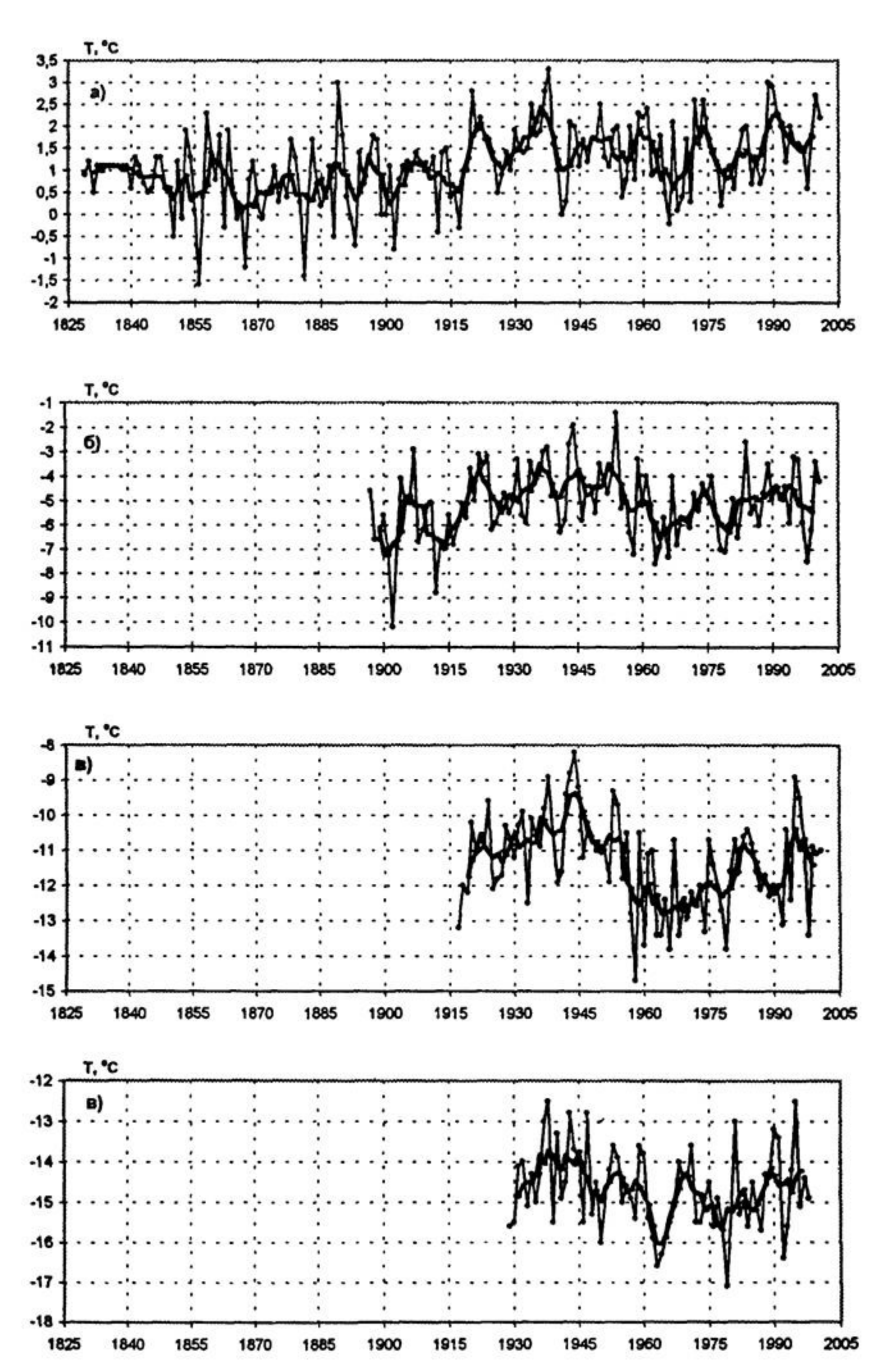


Рис. 3.2. Изменения среднегодовой температуры воздуха на станциях Варде (а), Малые Кармакулы (б), Диксон (в) и мыс Шалаурова (г) и их 5-летние скользящие средние.

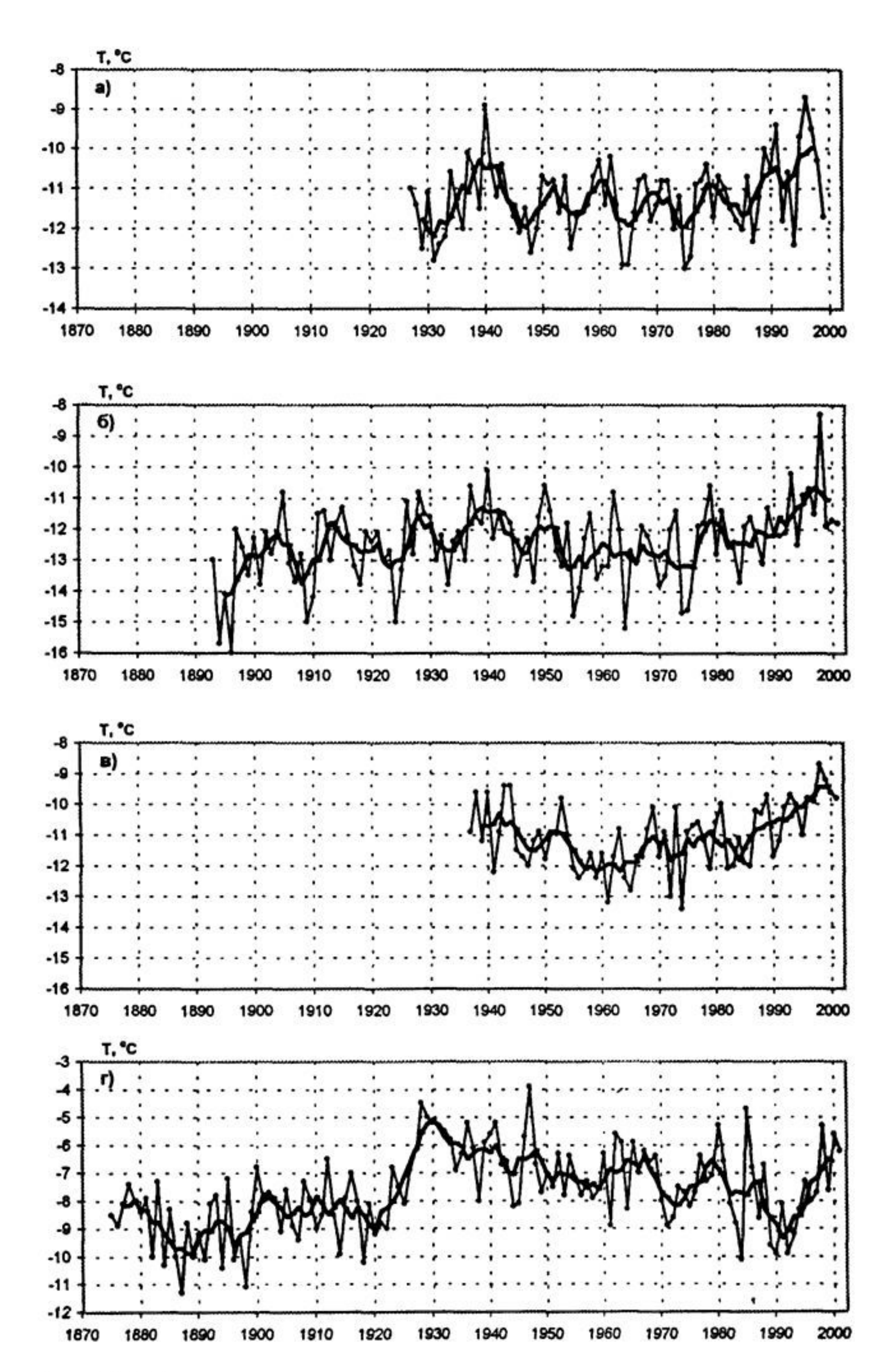


Рис. 3.3. Изменения среднегодовой температуры воздуха на станциях о.Врангеля (а), Барроу (б), Коппермайн (в) и Упернавик (г) и их 5-летние скользящие средние.

Таблица 3.1

КООРДИНАТЫ СТАНЦИЙ, РАСПОЛОЖЕННЫХ ЗА СЕВЕРНЫМ ПОЛЯРНЫМ КРУГОМ, ИМЕЮЩИЕ НАИБОЛЕЕ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНЫЕ РЯДЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ТЕМПЕРАТУРОЙ ВОЗДУХА

№ п/п	Название станции	Координаты		Период наблюдений
		Широта, °′с.ш.	Долгота, °′в.д.	
1.	Ян-Майен	70 59	351 20	1828–2001
2.	О.Медвежий	74 31	19 01	1921–2000
3.	Варде	70 22	31 06	1901–2000
4.	Мурманск	68 58	33 03	1921–2000
5.	Мыс Канин Нос	68 39	43 18	1921–2000
6.	Малые Кармакулы	72 23	52 44	1901–2000
7.	Диксон	73 30	80 14	1911–2000
8.	Хатанга	71 59	102 27	1931–2000
9.	Мыс Шалаурова	73 11	143 56	1931–2000
10.	О.Врангеля	70 57	181 28	1921–2000
11.	Барроу	71 18	203 13	1901–2000
12.	Коппермайн	67 49	244 52	1931–2000
13.	Кембридж Бей	69 07	254 01	1941–2000
14.	Юрика	80 00	274 04	1941–2000
15.	Клайд	70 27	291 23	1941–2000
16.	Упернавик	72 47	303 56	1901–2000

с целью исключения из анализа данных за 30-е и 40-е гг., которые были наиболее теплыми в прошлом столетии на большинстве станций, расположенных в Арктике. Но даже и в этом случае, результаты свидетельствуют о том, что во вторую половину XX столетия на 10 из 16 станций в изменениях температуры тренд отсутствует. На четырех станциях, расположенных на побережье Чукотского моря и моря Бофорта, наблюдается положительный тренд температуры (в среднем 0.8°C при $\sigma_{ср}$ = 1.0°C) и на двух станциях в море Баффина заметный отрицательный тренд (в среднем 1.6°C при $\sigma_{ср}$ = 1.2°C).

Таким образом, даже если анализировать только последние 50 лет наблюдений за температурой воздуха в Арктике, мы не получаем подтверждения выводу о заметном глобальном потеплении на поверхности Земли. Если бы такое глобальное потепление антропогенного происхождения реально существовало, то наиболее ярко оно должно было бы проявиться именно в полярных областях Земли.

Таблица 3.2

СРЕДНИЕ ЗА 10-ЛЕТИЯ ЗНАЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА СТАНЦИЯХ, РАСПОЛОЖЕННЫХ ЗА СЕВЕРНЫМ ПОЛЯРНЫМ КРУГОМ

Годы	Ян-Майен	о. Медвежий	Вардё	Мурманск	Мыс Канин Нос	Мал.Кар макулы	Диксон	Хатанга	Мыс Шалаурова	о. Врангеля	Барроу	Коппермайн	Кембридж-бей	Юрика	Клайд	Упернавик
1901–1919			0.9			–5.9					–13.0					–8.3
1911–1920			0.9			–6.0	(–11.9)				–12.3					–8.4
1921–1930	–0.2	–2.2	1.5	0.6	–1.0	–4.7	–11.0			(–11.5)	–12.4					–6.8
1931–1940	0	–1.1	1.9	0.7	–0.3	–4.2	–10.5	(–12.2)	–14.1	–11.2	–12.1	(–10.3)				–6.1
1941–1950	–0.8	–2.0	1.4	0.4	–0.8	–4.4	–10.1	–12.4	–14.4	–11.4	–12.1	–11.1	(–15.4)	(–19.3)	–11.9	–6.6
1951–1960	–0.4	–1.3	1.5	0.2	–0.8	–4.6	–11.6	–13.4	–14.4	–11.2	–12.8	–11.5	–14.9	19.2	–12.2	–7.2
1961–1970	–1.9	–3.1	1.1	–0.3	–1.2	–5.9	–12.5	–13.4	–15.3	–11.5	–12.8	–11.7	–15.2	–19.9	–12.0	–6.9
1971–1980	–0.9	–1.9	1.4	0	–1.0	–5.5	–12.2	–13.6	–15.2	–11.4	–12.6	–11.4	–15.0	–20.0	–12.4	–7.5
1981–1990	–1.1	–1.9	1.6	–0.1	–0.7	–4.9	–11.4	–12.7	–14.6	–11.2	–12.2	–11.1	–14.5	–19.8	–12.8	–8.0
1991–2000	–0.3	–1.6	1.7	0.2	–0.8	–4.9	–11.2	–12.5	–14.6	–10.6	–11.2	–9.9	–14.2	(–18.6)	–13.0	–7.7

Таблица 3.3

ВЕЛИЧИНЫ ЛИНЕЙНЫХ ТРЕНДОВ ЗА 1951–2000 гг. И СТАНДАРТНЫЕ ОТКЛОНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА АРКТИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ

№ п/п	Станция	Величина тренда за 50 лет °С	°С
1.	Ян-Майен	–0.4	1.0
2.	о.Медвежий	0	1.3
3.	В а р де	0.2	0.8
4.	Мурманск	0	1.1
5.	Мыс Канин Нос	0.2	1.0
6.	Малые Кармакулы	–0.1	1.3
7.	Д и к с о н	–0.3	1.3
8.	Хатанга	0.2	1.3
9.	Мыс Шалаурова	0.1	1.0
10.	о.Врангеля	0.6	0.8
11.	Барроу	0.8	1.1
12.	Коппермайн	1.0	0.9
13.	Кембридж Бей	0.9	1.0
14.	Ю р и к а	0.1	1.1
15.	К л а й д	–1.4	1.1
16.	Упернавик	–1.9	1.3

В действительности потепление в Арктике наблюдалось только в последние 30 лет XX столетия и, как будет видно из дальнейшего анализа, это потепление легко объясняется особенностями динамики циркуляции атмосферы в средних и высоких широтах Северного полушария. В предшествующие же потеплению 30 лет (с 40-х по 60-е г.) в Арктике наблюдалось похолодание.

Можно привести еще один аргумент в пользу отсутствия сколько-нибудь заметного глобального потепления на Земле. Как известно, после повышения температуры вторым важным следствием глобального потепления должно быть усиление глобального влагооборота. Отсюда можно ожидать увеличения количества осадков на континентах, окружающих Арктический бассейн, на поверхность самого Арктического бассейна, а также увеличения стока рек, впадающих в Северный Ледовитый океан. На рис.3.6а приведены ежегодные значения и линейный тренд изменений объемов общего стока в Северный Ледовитый океан со всех материков его окружающих по данным Государственного гидрологического института [47]. На рис. 3.6-б приведены величины эффективных осадков (P – E, где P – осадки, E – испарение) на поверхность области к северу от 70° с.ш. и их линейный тренд [21].

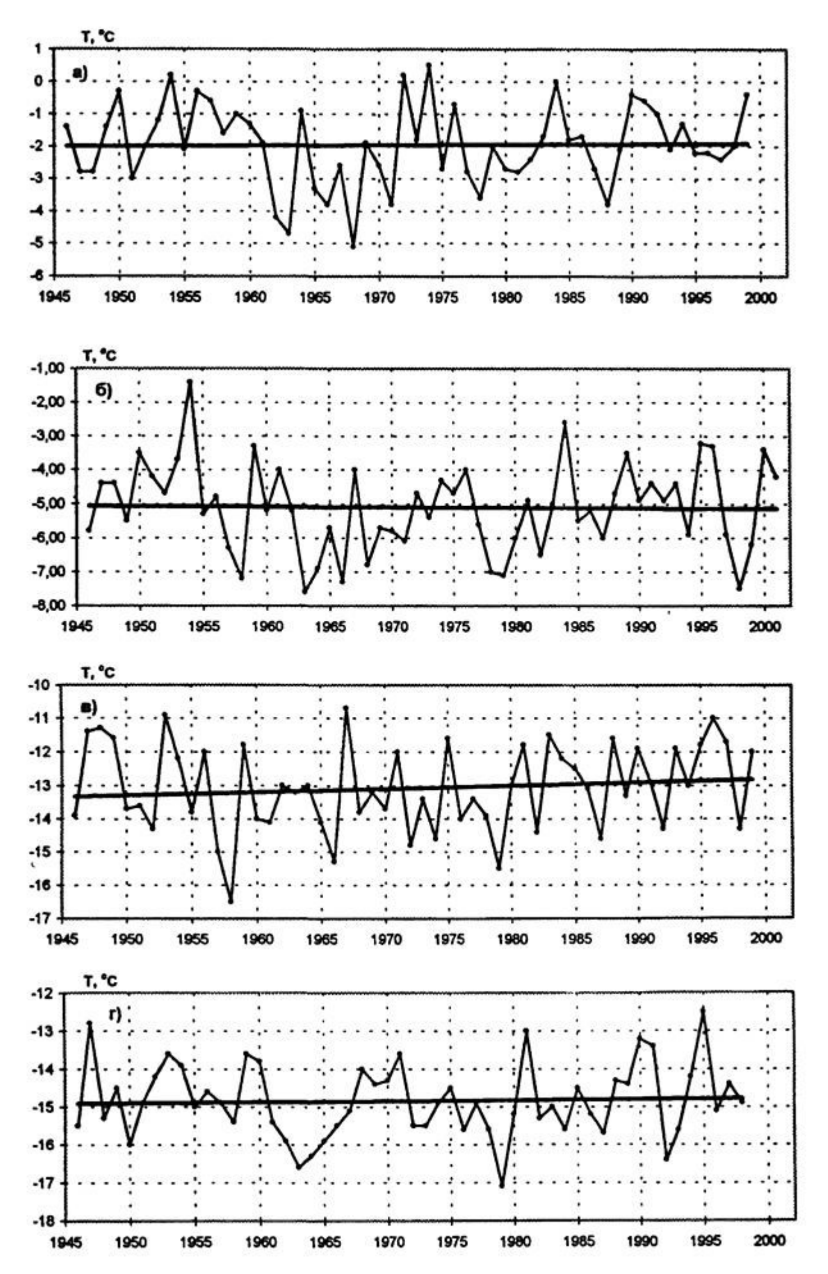


Рис. 3.4. Линейные тренды изменений среднегодовой температуры воздуха на станциях о-в Медвежий (а), Малые Кармакулы (б), Хатанга (в), мыс Шалаурова (г).

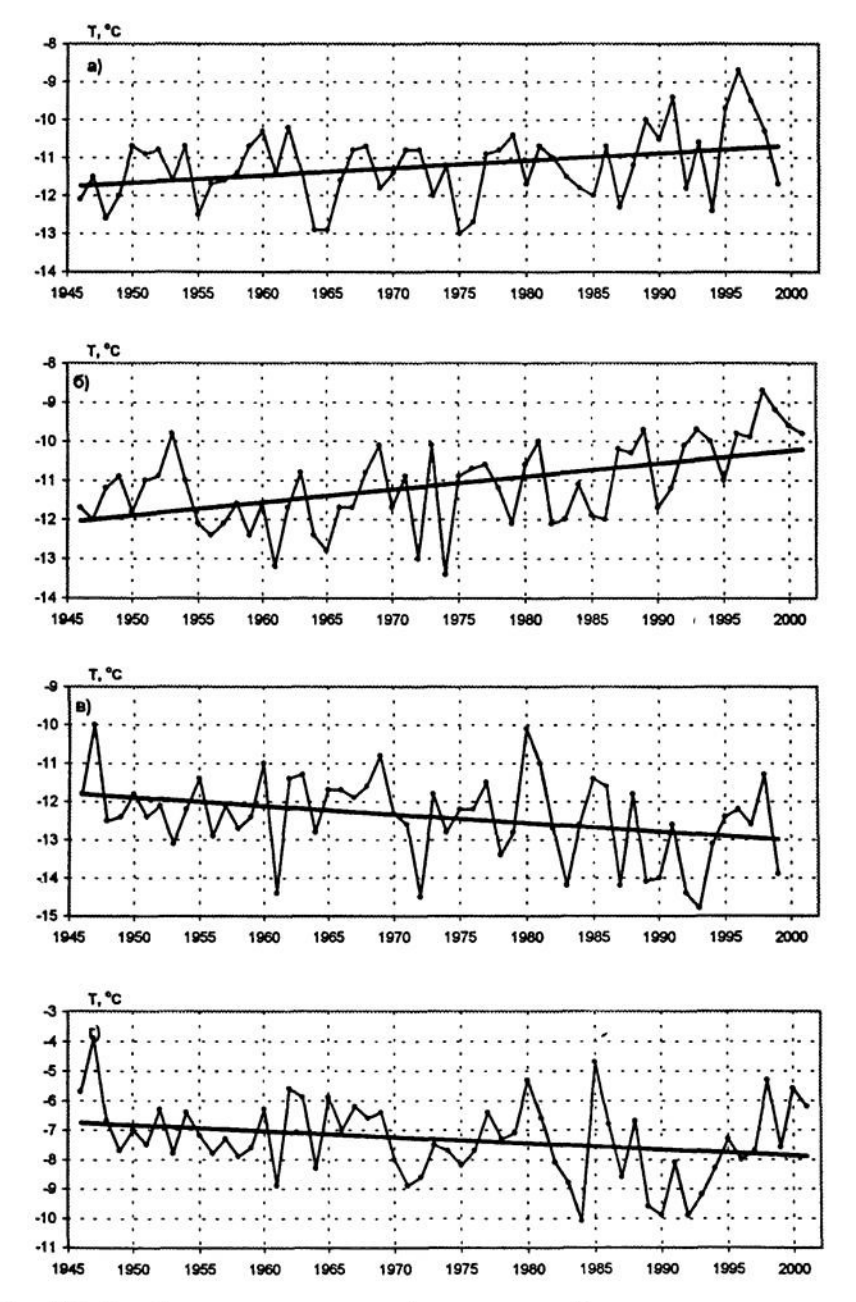
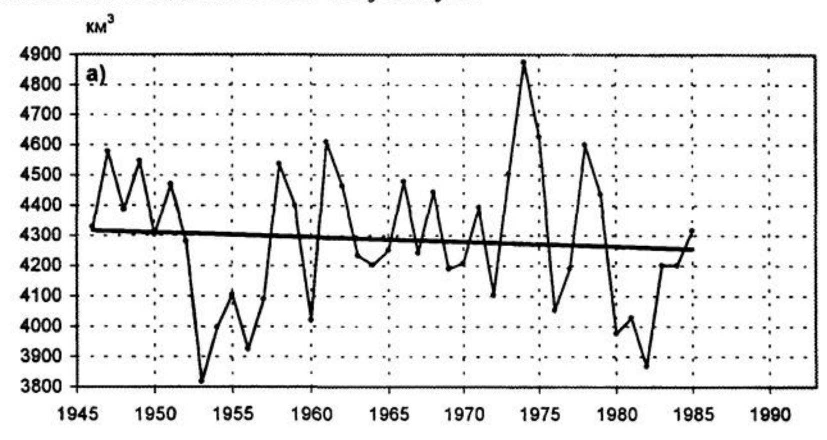


Рис. 3.5. Линейные тренды изменений среднегодовой температуры воздуха на станциях о-в Врангеля (а), Коппермайн (б), Клайд (в), Упернавик (г).

Как видно из рис. 3.6, линейный тренд как в изменениях величин общего стока в Северный Ледовитый океан, так и в изменениях величин эффективных осадков на поверхность Северного Ледовитого океана за последние 50 лет отсутствует.



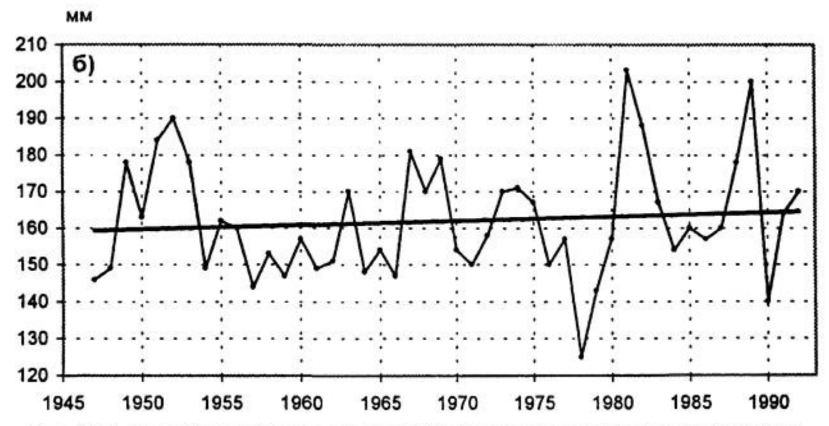


Рис. 3.6. Линейные тренды изменений общего среднегодового стока рек в Северный Ледовитый океан (а) и эффективных осадков (Р-Е) на поверхность области к северу от 70° с.ш.

Действительно, последние исследования элементов пресноводного баланса морей Сибирского шельфа и их динамики, выполненные в Арктическом и Антарктическом НИИ, подтверждают наш вывод [7]. Установлено, что как приток пресных вод в шельфовую зону Сибири, так и вынос из нее в Арктический бассейн, в последние годы сокращались, а не увеличивались. Одновременно проис-

ходило некоторое осолонение в среднем поверхностного слоя вод в Арктическом бассейне. Последняя тенденция наиболее заметно выражена в Канадском суббассейне [26].

Таким образом, реальность глобального потепления Земли является очень проблематичной и не подтверждается результатами анализа многолетней изменчивости температуры воздуха в полярных районах. Заметим, что на эти факты ранее неоднократно указывалось целым рядом исследователей [1, 11, 16, 30, 35, 38, 40–42, 48].

Таблица 3.4

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ ИЗМЕНЕНИЯМИ ИНДЕКСА $NAO_{об}$, СРЕДНЕГО ЗА ГОД ДАВЛЕНИЯ В ЦЕНТРЕ АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА И СРЕДНЕГОДОВОЙ ТЕМПЕРАТУРОЙ ВОЗДУХА НА 16 АРКТИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ.

Станции	Исходные данные		Сглаженные по 5-летиям	
	$NAO_{об}$	$P_{год}$	$NAO_{об}$	$P_{год}$
Ян-Майен	0.38**	–0.05	0.51**	–0.14
о.Медвежий	0.42**	–0.19	0.66**	–0.11
Варде	0.62**	–0.39**	0.75**	–0.52**
Мурманск	0.58**	–0.41**	0.72**	–0.55**
Канин Нос	0.65**	–0.43**	0.74**	–0.52**
Малые Кармакулы	0.53**	–0.39**	0.68**	–0.28*
Диксон	0.36**	–0.28*	0.47**	0.01
Хатанга	0.20	–0.58**	0.45**	–0.40**
М.Шалаурова	0.22	–0.04	0.50**	–0.11
О.Врангеля	0.14	0.04	0.33*	–0.13
Барроу	0.19	0.06	0.43**	–0.11
Коппермайн	0.17	–0.19	0.59**	–0.36**
Кембридж бей	0.10	–0.05	0.52**	–0.10
Юрика	0.11	0.13	0.30*	–0.33*
Клайд	–0.47**	0.28*	–0.73**	0.60**
Упернавик	–0.49**	0.32*	–0.69**	0.51**

Примечание: Знак «*» – уровень обеспеченности 95%, «**» – 99%.

В действительности на Земле в одних областях в отдельные периоды происходит повышение среднегодовой температуры воздуха, в других – понижение. Определяется же это все особенностями и закономерностями атмосферной циркуляции. В табл. 3.4 приведены коэффициенты корреляции между изменениями среднегодовой температуры воздуха на рассматриваемых арктических станциях и индекса Северо-Атлантического колебания ($NAO_{об}$), а

также среднего за год давления в центре Арктического антициклона. Приведенные результаты свидетельствуют о том, что температура воздуха в Арктике определяется в первую очередь динамикой интенсивности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике. С увеличением индекса Северо-Атлантического колебания усиливается перенос теплых воздушных масс в Арктический регион и температура воздуха почти на всей территории Арктики повышается.

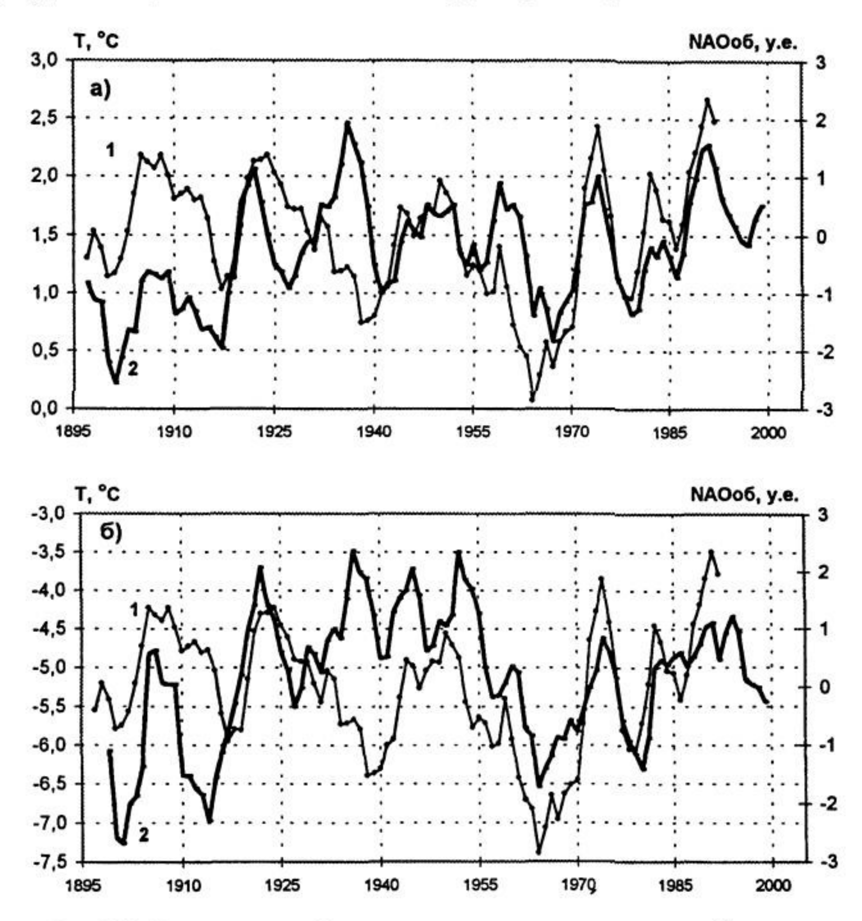


Рис. 3.7. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений индекса Северо-Атлантического колебания $NAO_{об}$ (1) и температуры воздуха (2) на станциях Вардё (а) и Малые Кармакулы (б).

Только над морем Баффина и северо-восточными островами Канадского архипелага, где в этот период происходит отток холодных воздушных масс к югу, температура воздуха понижается. Можно утверждать, что долгопериодная изменчивость температуры воздуха (с периодами более 5–6 лет) почти на всей территории Арктики определяется динамикой Северо-Атлантического колебания (см. четвертый столбец табл. 3.4 и рис. 3.7 и 3.8).

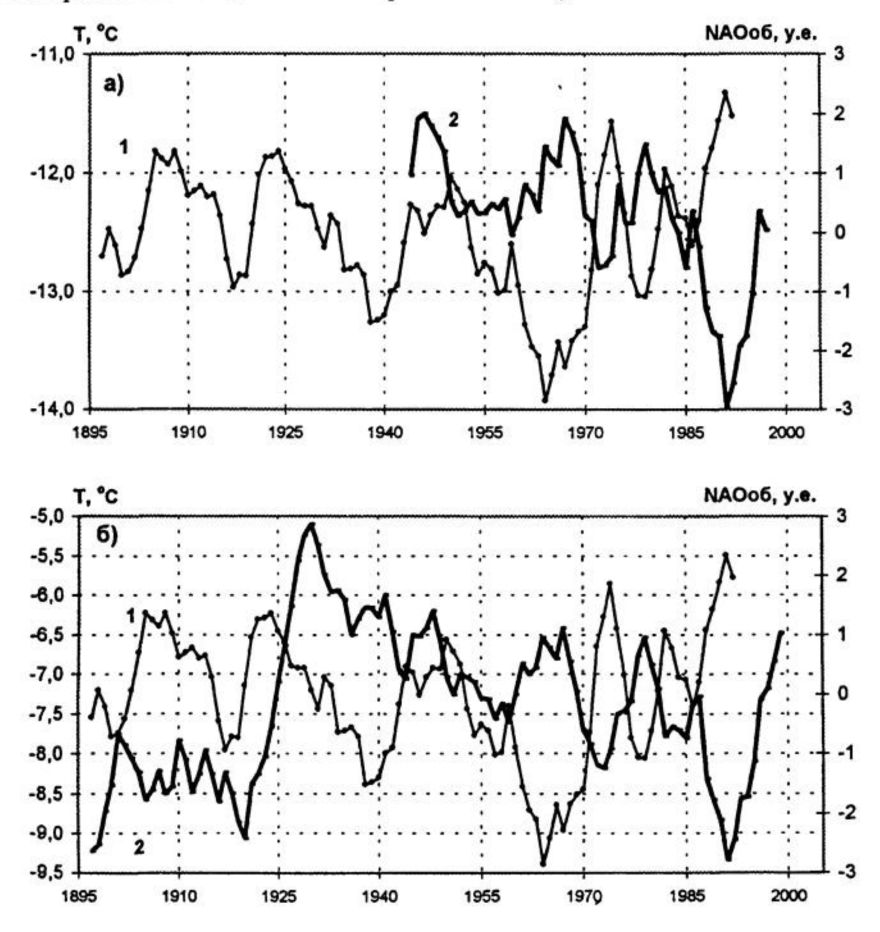


Рис. 3.8. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений индекса Северо-Атлантического колебания $NAO_{об}$ (1) и температуры воздуха (2) на станциях Клайд (а) и Упернавик (б).

Динамика интенсивности Арктического антициклона также оказывает определенное влияние на многолетнюю изменчивость температуры воздуха в Арктике, но заметно более слабое по сравнению с Северо-Атлантическим колебанием. При интенсификации антициклона температура воздуха на большей части Арктического региона понижается и, наоборот, при ослаблении – растет. Только на северо-востоке Канады и западе Гренландии наблюдается обратная картина.

Естественно предполагать, что в районе Восточно-Сибирского и Чукотского морей определенное влияние на формирование изменчивости температуры воздуха, особенно в зимнее время, могут оказывать изменения в интенсивности и положении Сибирского антициклона, а в районе моря Бофорта и северо-восточных островов Канадского архипелага – изменения в интенсивности и положении Канадского антициклона. К сожалению, мы сейчас не имеем данных по этим сезонным антициклональным центрам действия атмосферы, чтобы проверить это предположение.

Однако можно оценить, насколько существенно влияние на изменчивость температуры воздуха в регионе Чукотского моря и моря Бофорта интенсивности атмосферной циркуляции в северной части Тихого океана. Ранее, в гл. 2, мы показали, что в целом влияние Северо-Тихоокеанского колебания (NPO) на формирование динамики циркуляции атмосферы в Арктике мало. Тем не менее на ближайший Арктический регион, примыкающий к северной части Тихого океана, оно возможно. С учетом того, что в изменчивости Северо-Тихоокеанского колебания преобладают относительно короткопериодные колебания (с периодами 2–3 и 5–6 лет) [25], мы попытались оценить влияние Северо-Тихоокеанского колебания на формирование именно короткопериодной изменчивости температуры воздуха на станциях наблюдений, расположенных в регионе, примыкающем к северной части Тихого океана. С этой целью из исходных данных вычитались 5-летние скользящие средние, и полученные таким образом температурные ряды коррелировались с индексами $NPO_{об}$ и $NPO_{об}2$. Первый из этих индексов лучше отражает динамику интенсивности зонального переноса в северной части Тихого океана, а второй – интенсивность циклонического вихря в том же регионе. Оказалось, что в изменениях температуры воздуха на ст.о. Врангеля и ст.м. Барроу наблюдается значимая обратная связь

как с индексом $NPO_{об}$, так и $NPO_{об}2$ (с последним даже несколько выше). С изменениями температуры воздуха на станциях, расположенных далее к востоку или к западу от указанных станций, связь не значима. В качестве иллюстрации на рис. 3.9 приведено сопоставление температуры воздуха на ст. Врангеля и индекса $NPO_{об}2$.

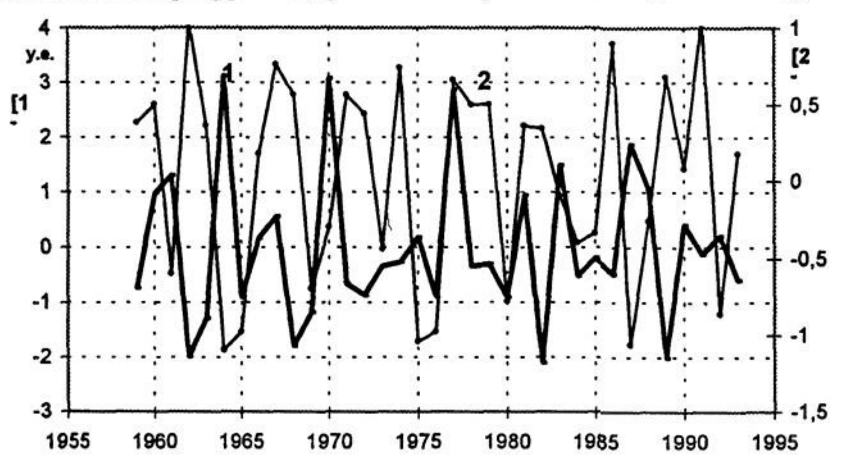


Рис. 3.9. Сопоставление разностей, исходные значения минус 5-летние скользящие средние, индекса $NPO_{об}$ 2 (1) и температуры воздуха на ст.о.Врангеля (2).

Однако несомненно одно, что интенсивность атмосферных процессов в Северной Атлантике играет определяющую роль в формировании температурного режима приземного слоя атмосферы в Арктике, особенно в долгопериодных колебаний температуры. Наблюдавшиеся в XX в., в том числе и в последние 30 лет, изменения температуры воздуха в этом регионе вполне объясняются динамикой интенсивности циркуляции атмосферы, определяемой индексом Северо-Атлантического колебания.

Естественно, что динамика осадков в регионе и сток рек в Арктический бассейн определяются в первую очередь интенсивностью западного переноса, т.е. Северо-Атлантическим колебанием. Для подтверждения приведем только сопоставление многолетних изменений стока самой крупной реки, впадающей в Северный Ледовитый океан – Енисея и $NAO_{об}$ (рис. 3.10). Динамика стока Енисея и индекса Северо-Атлантического колебания столь синхронна, что нет необходимости искать каких-либо других причин, объясняю-

щих многолетние изменения стока, в том числе и некоторое увеличение его в последние 30 лет.

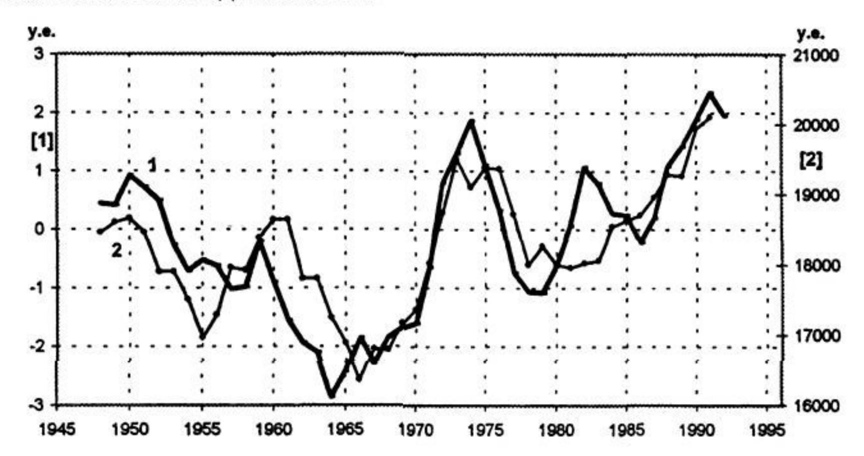


Рис. 3.10. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений индекса $NAO_{об}$ (1) и среднегодовых расходов р. Енисей (2).

3.2. Ледовитость

Изменения ледовитости являются хорошим интегральным показателем динамики климатических условий. Необходимо сразу же подчеркнуть, что в Северном Ледовитом океане и прилегающих к нему районах Северной Атлантики в последние несколько сотен лет происходили очень заметные изменения ледовых условий [2, 17, 24]. На рис. 3.11 приведены 20-летние скользящие средние значения положения кромки льда в августе в Баренцевом море в секторе 20 – 45° в.д., заимствованные из работы Т.Винье [45]. Из приведенного графика видно, что самое южное положение кромка льда в августе месяце занимала в конце XVIII столетия, после чего неуклонно отступала на север. Заметные обратные наступления льда к югу наблюдались в конце XIX – начале XX столетия и в 60-х гг. XX столетия. Необходимо отметить, что достаточно точно изменения ледовых условий стали фиксироваться только в XX столетии особенно в его второй половине. К последним данным уже можно относиться с полным доверием.

В табл 3.5 приведены средние за 10-летия значения площадей занятых льдом во второй половине августа в различных морях Северного Ледовитого океана. Из данных приведенных в табл. 3.5,

следует, что наиболее ледовитыми 10-летиями за рассматриваемый период (с 1924 по 1995 гг.) для морей, начиная с Гренландского и до Восточно-Сибирского включительно были 20-е и 60-е гг., а наименее ледовитыми 50-е и первая половина 90-х гг. При этом заметного уменьшения ледовитости в 90-е годы по сравнению с 50-ми не наблюдалось ни в одном море.

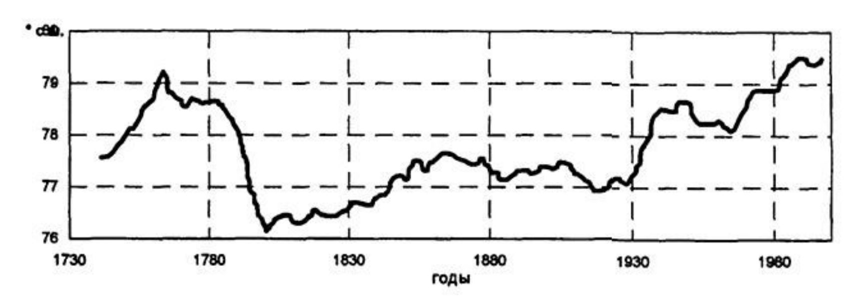


Рис. 3.11. Изменения 20-летних скользящих средних значений положения кромки льда в Баренцевом море в секторе от 20 до 45° в.д. [45].

В Чукотском море наименее ледовитыми были 50-е гг., а наиболее ледовитыми 20-е и 80-е гг. Что касается области к востоку от Канады, то 60-е гг. характеризуются самой низкой за рассматриваемый период ледовитостью, а наиболее ледовитыми были 40-е и 90-е гг. XX столетия.

Таблица 3.5

СРЕДНИЕ ЗА 10-ЛЕТИЯ ПЛОЩАДИ ЛЬДОВ (тыс.км²) В МОРЯХ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Годы	Море						
	Гренландское	Баренцево	Карское	Лаптевых	Восточно-Сибирское	Чукотское	Баффиново и Девисов пролив
1924–1930	478	218	585	337	677	165	841
1931–1940	442	144	334	257	558	137	912
1941–1950	388	159	240	211	606	95	915
1951–1960	358	112	252	194	514	90	765
1961–1970	451	242	467	261	603	95	754
1971–1980	420	137	381	265	602	99	796
1981–1990	403	125	382	253	560	124	853
1991–1995	348	108	254	177	474	105	990

Таким образом с одной стороны, анализ изменений ледовых условий почти за три четверти прошлого столетия не дает оснований говорить о заметном уменьшении ледовитости в Арктике за этот период. Уменьшение ледовитости во всех морях от Гренландского до Восточно-Сибирского произошло к 90-м гг. только по отношению к 60-м гг., очень ледовитым в этих морях. При этом самое большое относительное уменьшение ледовитости (≈ 65%) произошло в Баренцевом море, наиболее подверженном влиянию Северной Атлантики, а самое небольшое (≈ 21%) в Восточно-Сибирском море, наиболее удаленном от Северной Атлантики. Но, с другой стороны, в Чукотском море произошло увеличение ледовитости в первой половине 90-х гг. по отношению к 60-м гг. на 11%, а в морях к востоку от Канады на 24%.

Таблица 3.6

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ, СТАНДАРТНЫЕ ОТКЛОНЕНИЯ И ВЕЛИЧИНЫ ЛИНЕЙНЫХ ТРЕНДОВ В ИЗМЕНЕНИЯХ ЛЕДОВИТОСТИ МОРЕЙ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА ЗА 50 ЛЕТ (1946–1995)

Море	Среднее, тыс.км²	Стандартное отклонение, тыс. км²	Величина тренда за 50 лет, тыс.км²
Гренландское	400	91	–3
Баренцево	144	81	–36
Карское	354	148	49
Лаптевых	234	112	–7
Восточно-Сибирское	567	139	–72
Чукотское	100	53	30
Баффиново и Девисов пролив	823	98	120

Результаты анализа линейных трендов изменения ледовитости морей за последние 50 лет (с 1946 по 1995 гг.) практически приводят к тем же результатам (табл. 3.6). Наиболее заметно уменьшилась ледовитость Баренцева моря (на 25% от среднего значения). В Гренландском и море Лаптевых изменений практически нет (тренд отсутствует). В Восточно-Сибирском море ледовитость уменьшилась на 13%, а в Карском море возросла на 14%. Возросла ледовитость Чукотского моря и области к востоку от Канады на 30 и 15% соответственно. В целом же, если суммировать по площадям, то больше оснований говорить об увеличении ледовитости в Арктике,

чем об уменьшении, за рассматриваемый период времени. Хотя по отношению к стандартному отклонению изменений ледовитости величины трендов во всех морях малы, за исключением Баффинова, и нет оснований говорить о наличии какого-либо выраженного тренда в изменениях ледовитости арктических морей во второй половине XX столетия. Поэтому с некоторым удивлением воспринимается информация со ссылкой на авторитетных ученых о том, что к 70-м гг. текущего столетия льда в Арктике не будет.

В табл. 3.7 приведены коэффициенты корреляции между значениями, сглаженными по 5-летиям ледовитости морей, и индекса Северо-Атлантического колебания ($NAO_{об}$), среднего за год атмосферного давления в центре Арктического антициклона (Р, год) и разностей атмосферных давлений в центре Арктического антициклона и циклонической области на севере Баренцева моря – индекс трансарктического переноса (ИТП).

Таблица 3.7

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ 5-ЛЕТНИМИ СРЕДНИМИ СКОЛЬЗЯЩИМИ ЗНАЧЕНИЯМИ ЛЕДОВИТОСТИ И ИНДЕКСОВ $NAO_{об}$, СР. ЗА ГОД ДАВЛЕНИЯ и ИТП

Индекс	Море						
	Гренландское	Баренцево	Карское	Лаптевых	Восточно-Сибирское	Чукотское	Баффиново и Девисов пролив
$NAO_{об}$	–0.28*	–0.70**	–0.46**	–0.37**	-0.46**	0.04	0.78**
Р, год	0.03	–0.01	0.01	0.13	0.49**	0.02	–0.55**
ИТП	0.41**	0.37**	0.17	0.12	0.52**	–0.41**	–0.14

Примечание: Знак «*» указывает на 95%-ный уровень обеспеченности, «**» – на 99%-ный.

Данные табл. 3.7 свидетельствуют, что долгопериодные изменения ледовитости арктических морей от Баренцева до Восточно-Сибирского определяются интенсивностью циркуляции атмосферы в Северной Атлантике. При этом ледовитость этих морей уменьшается с увеличением индекса Северо-Атлантического колебания, поскольку в этом случае в Арктику поступает больше тепла. Кроме того, увеличивается в это время и приток теплых атлантических вод. При уменьшении индекса $NAO_{об}$ ледовитость этих морей уве-

личивается. Так же реагирует на изменения индекса Северо-Атлантического колебания и ледовитость Гренландского моря. Однако на изменения ледовитости этого моря оказывает заметное влияние вынос льдов из Арктического бассейна через пролив Фрама. Ледовитость области к востоку от Канады также определяющим образом зависит от интенсивности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике, только с увеличением индекса NAO ледовитость здесь растет и, наоборот, при уменьшении – падает. Все сказанное хорошо иллюстрирует рис. 3.12.

Существенной связи с динамикой давления в центре Арктического антициклона у изменений ледовитости большинства морей не наблюдается. Только с ледовитостью Восточно-Сибирского моря и областью к востоку от Канады наблюдается значимая связь. В первом случае связь прямая, во-втором – обратная. По-видимому, с интенсификацией антициклона ослабевает вынос льда в проливы между Гренландией и о-вами Канадского архипелага. В северную часть Восточно-Сибирского моря поступление льдов в этот период увеличивается. Это находит подтверждение и при сопоставлении ледовитости с индексом трансарктического переноса. При увеличении индекса больше льдов выносится из Чукотского моря (наблюдается тенденция к уменьшению ледовитости рис. 3.13, а) в Восточно-Сибирское (ледовитость моря растет, рис. 3.13, б) и большее количество льдов поступает через пролив Фрама в Гренландское море и Баренцево море, особенно его западную часть (ледовитость морей увеличивается, рис. 3.13, в).

Полученные на основе анализа многолетней изменчивости ледовитости арктических морей результаты очень неплохо соответствуют результатам анализа температуры воздуха в Арктике, так как именно изменения температуры воздуха являются основным фактором, определяющим долгопериодную динамику ледовых условий в арктических морях [17].

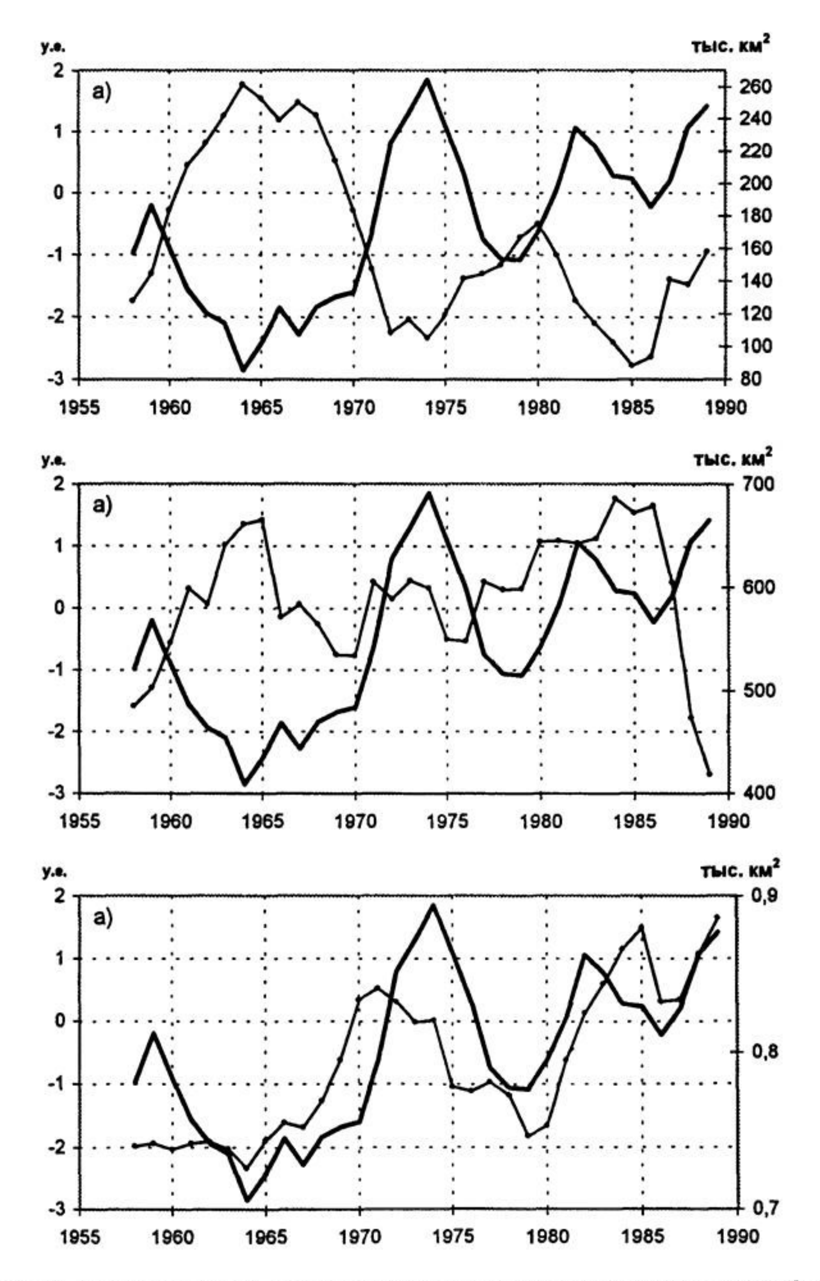


Рис. 3.12. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений индекса $NAO_{об}$ и августовской ледовитости Баренцева моря (а), Восточно-Сибирского (б), Баффинова моря и Девисова пролива (в).

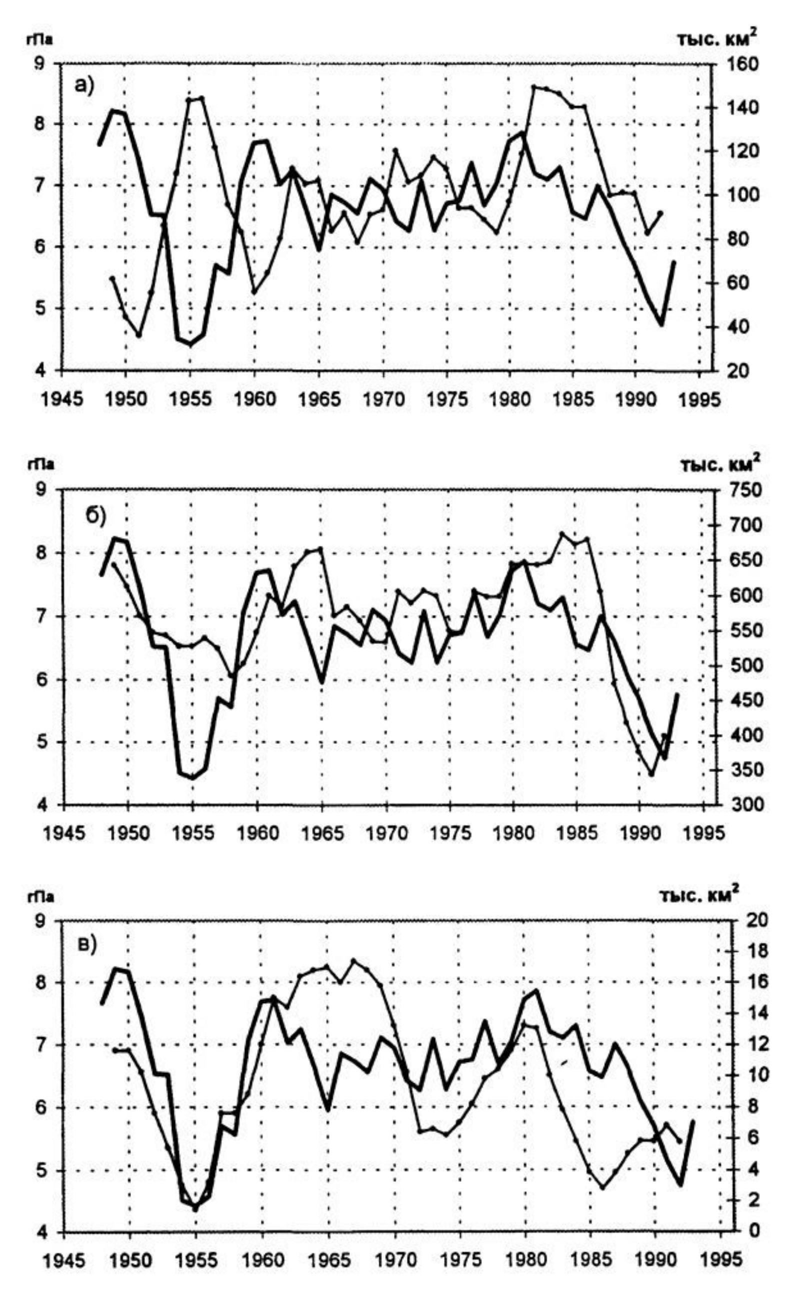


Рис. 3.13. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений индекса ИТП и августовской ледовитости Чукотского моря (а), Восточно-Сибирского (б) и западной части Баренцева моря (в).

3.3. Температура воды

Длительных рядов наблюдений за температурой воды в океане вообще мало. Тем более их очень мало в Арктическом бассейне, где регулярные наблюдения за температурой воды сопряжены с большими трудностями вследствие наличия дрейфующего льда даже в летний период. Тем не менее, усилиями ученых, в первую очередь Арктического и Антарктического научно-исследовательского института, мы имеем измерения температуры воды на разрезах в слое 0–125 м в августе месяце в Карском море (разрез 10 – от м. Желания до западной части п-ва Таймыр и разрез 11 от п-ва Маточкин Шар до о. Белый и далее до Диксона) длительностью оба по 32 года. В море Лаптевых имеются данные по одному разрезу (разрез 13 от юго-западной оконечности о-ва Фадеевский до материка) длительностью 35 лет и в Чукотском море два разреза (разрез 15 от северной части залива Кацебу до о-ва Врангеля и разрез 16 от северной части залива Коцебу до Чукотского п-ва) длительностью 36 лет [28].

Кроме этих данных, мы использовали данные на разрезе по Кольскому меридиану в Баренцевом море (слой 0–200 м), которые по общему признанию, являются наиболее надежными длительными наблюдениями за температурой воды в море [21, 24].

В табл. 3.8 приведены средние за 10-летия значения температуры воды на шести указанных разрезах. Как следует из приведенных данных на Кольском меридиане в Баренцевом море самыми холодными были 60-е гг. прошлого столетия, а самыми теплыми 30-е и 90-е гг. Температура воды понизилась с 30-х к 60-м гг. на 1°С, а к 90-м повысилась также на 1°С. В Карском море от 60-х к 80-м гг. температура воды также повысилась приблизительно на 1–1.5°С. В Чукотском море самыми теплыми были 70-е гг. после чего температура воды понизилась на 0.3–0.5°С, а самыми холодными за период наблюдений были 50-е гг. Поскольку ряды на разрезах короткие, за исключением Кольского меридиана, и охватывают в основном период усиления Северо-Атлантического колебания, тренды на разрезах 10, 11, 13, 15 и 16 положительны и в среднем с 1961 по 1990 г. составляют 0.7°С при среднем $\sigma = 0.9$°С. На разрезе по Кольскому меридиану тренд за 50 лет (с 1946 по 1995 г.) отрицателен и составляет –0.2°С при $\sigma = 0.5$°С (рис. 3.14). Это дает основание считать, что тренд в изменениях температуры воды на Кольском меридиане за последние 50 лет отсутствует.

Таблица 3.8

СРЕДНИЕ ЗА 10-ЛЕТИЯ ЗНАЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ НА РАЗРЕЗАХ В БАРЕНЦЕВОМ, КАРСКОМ, ЛАПТЕВЫХ И ЧУКОТСКОМ МОРЯХ

Годы	Море					
	Баренцево	Карское		Лаптевых	Чукотское	
	Разрез по КМ	Разрез 10	Разрез 11	Разрез 13	Разрез 15	Разрез 16
1931–1940	4.3	–	–	–	–	–
1941–1950	4.0	–	–	–	–	–
1951–1960	4.1	–	–	–0.2	–0.5	–0.4
1961–1970	3.3	–0.6	–0.7	0	–0.1	0.1
1971–1980	3.7	–0.5	–0.8	0.4	0.6	0.3
1981–1990	3.8	0.4	0.8	0.6	0.1	0
1991–1995	4.3	–	–	–	–	–

Таким образом, в изменениях температуры поверхностных вод в Арктике в целом нет заметного положительного тренда. Подтверждение этому можно найти и в работе [20], в которой указывается, что в северной части Гренландского моря в районах распространения Арктических поверхностных вод с начала 70-х годов к 90-м годам имел место незначительный положительный тренд.

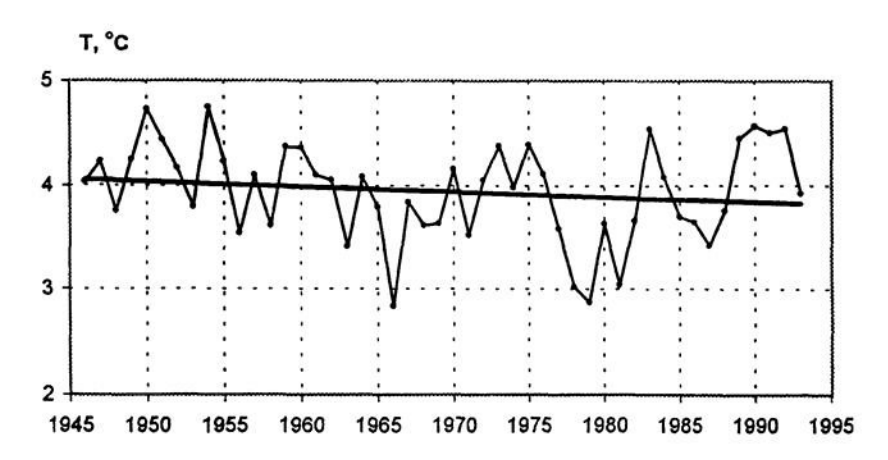


Рис. 3.14. Линейный тренд изменений среднегодовой температуры воды на Кольском меридиане.

В табл. 3.9 приведены коэффициенты корреляции между рядами температуры воды и индекса Северо-Атлантического колебания, а также среднего за год давления в центре Арктического антициклона.

Таблица 3.9

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ ЗНАЧЕНИЯМИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ НА РАЗРЕЗАХ В МОРЯХ СЛО И ЗНАЧЕНИЯМИ ИНДЕКСА $NAO_{об}$ И СР. ЗА ГОД ДАВЛЕНИЯ В ЦЕНТРЕ АРКТИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА

Ичдекс	Море					
	Кольский меридиан	Карское Разр.10	Карское Разр.11	Лаптевых Разр.13	Чукотское Разр.15	Чукотское Разр.16
Исходные данные						
$NAO_{об}$	0.53**	0.35*	0.52**	0.38*	-0.05	-0.11
Р, год	–0.32*	–0.06	–0.35*	–0.11	0.13	0.02
5-летние скользящие средние						
$NAO_{об}$	0.57**	0.44**	0.62**	0.58**	0.12	0.02
Р, год	–0.49**	0.07	–0.52**	–0.44**	0.09	-0.10

Примечание. Знак «*» указывает на 95% уровень обеспеченности, «**» на 99%-ный. Температура воды в августе на разрезах 10-16 и средняя за год на Кольском меридиане.

Таблица 3.10

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ ЗНАЧЕНИЯМИ ПЕРВОЙ ГЛАВНОЙ КОМПОНЕНТЫ РАЗЛОЖЕНИЯ НА ЕОФ ПЕРВЫХ ЧЕТЫРЕХ РЯДОВ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ (PC1) И ЗНАЧЕНИЯМИ ИНДЕКСА $NAO_{об}$ И СР. ЗА ГОД ДАВЛЕНИЯ

Компонента	Индекс	
	$NAO_{об}$	Р, год
Исходные данные		
PC1	0.65**	–0.39**
5-летние скользящие средние		
PC1	0.72**	–0.48**

Примечание. Знак «**» указывает на 99%-ный уровень обеспеченности.

Данные таблицы подтверждают выводы, сделанные ранее при анализе температуры воздуха и ледовитости. На разрезах от Баренцева моря до моря Лаптевых температура воды определяется в первую очередь изменениями интенсивности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике (рис. 3.15). При увеличении индекса $NAO_{об}$ температура воды на разрезах по Кольскому меридиану, 10, 11 и 13 растет и, наоборот, при уменьшении индекса падает.

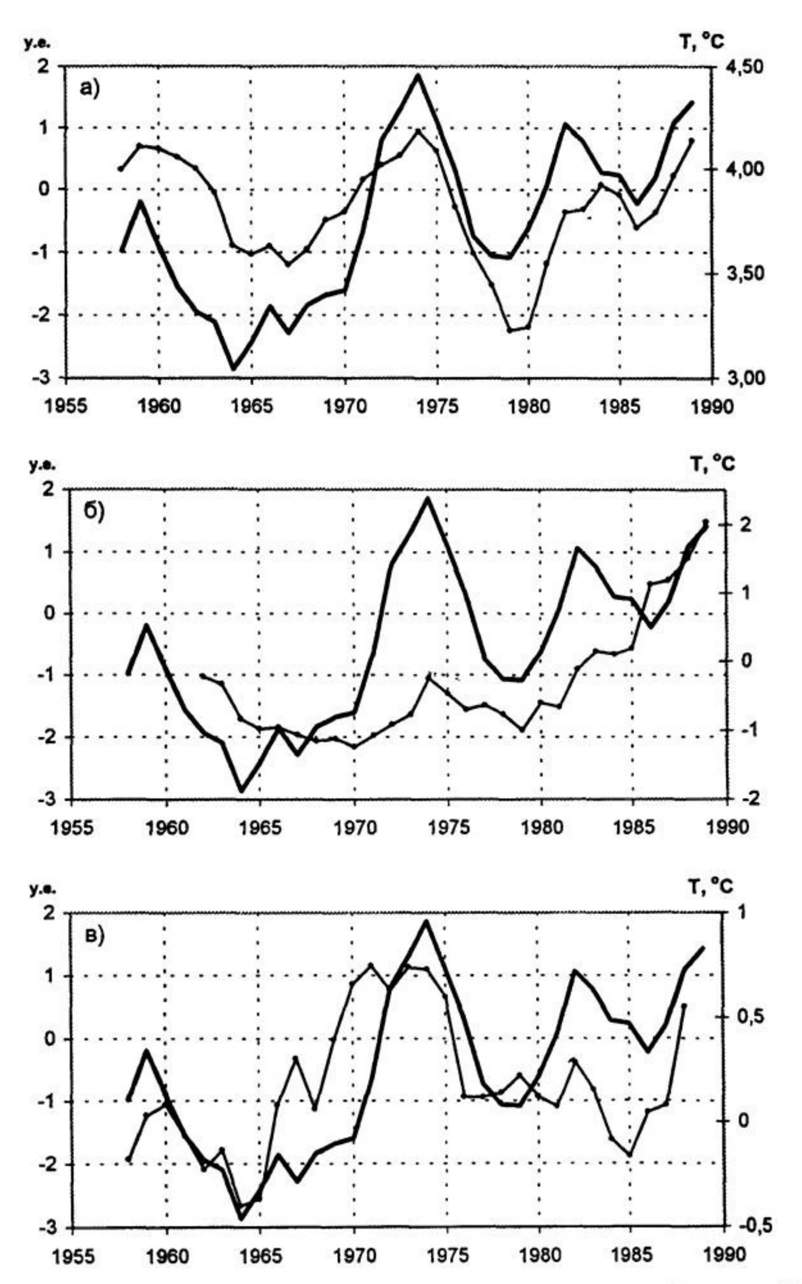
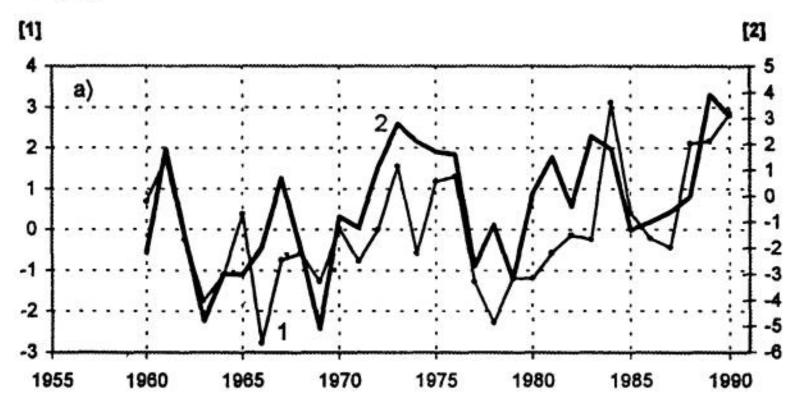


Рис. 3.15. *Сопоставление 5-летних скользящих средних значений индекса* $NAO_{об}$ (1) и аномалий температуры воды в августе на разрезе по Кольскому меридиану (а), 11 разрезу в Карском море (б) и 13 разрезу в море Лаптевых (в).

Если с помощью разложения на естественные ортогональные функции (ЕОФ) указанных рядов по температуре воды избавиться от ошибок наблюдений, а они особенно на трех последних рядах достаточно велики, и чисто локальных факторов, влияющих на температуру воды в периоды ее измерения, то эта зависимость температуры воды от динамики Северо-Атлантического колебания оказывается еще выше (табл. 3.10). Заметим, что первая главная компонента разложения описывает более 50% исходной дисперсии и более чем в два раза превышает вторую главную компоненту. Вклады рядов по температуре в формирование первой главной компоненты на каждом из четырех разрезов приблизительно одинаковы (около 0.5).



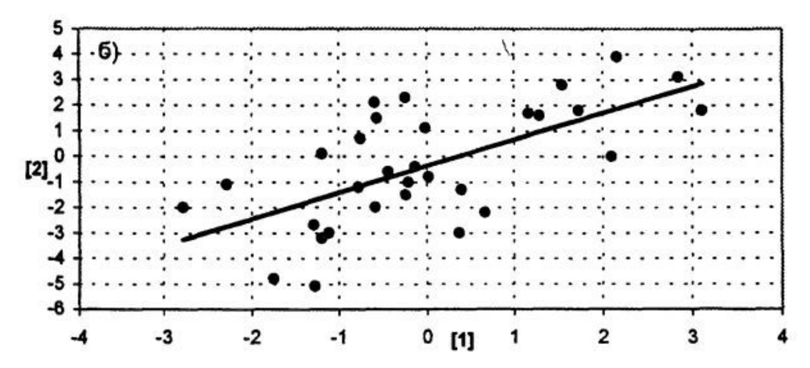


Рис. 3.16. Сопоставление значений первой главной компоненты разложения на ЕОФ аномалий температуры воды (1) на разрезах Баренцева, Карского и моря Лаптевых со значениями индекса $NAO_{об}$ (2) (а) и их график связи (б).

На рис. 3.16 приведено сопоставление не сглаженных значений первой главной компоненты разложения на ЕОФ рядов температуры воды и значений индекса $NAO_{об}$ и их график связи.

Данные табл. 3.10 и рис. 3.16 свидетельствуют о том, что при усилении циклонической активности в Северном Ледовитом океане, которая имеет место при увеличении индекса $NAO_{об}$, и ослаблении антициклоничности (давление в центре Арктического антициклона ослабевает и он смещается на юго-восток) температура воды поверхностного слоя морей Баренцева, Карского и Лаптевых растет. Это связано с первую очередь с повышением температуры воздуха и уменьшением ледовитости этих морей. И, естественно, при ослаблении индекса $NAO_{об}$ наблюдается обратная картина.

Многолетние колебания температуры воды в Чукотском море заметно отличаются от других морей. С индексом Северо-Атлантического колебания, как и с изменениями давления в центре Арктического циклона, связь отсутствует (табл. 3.9). Более детальный анализ показал, что наиболее высокая связь у температуры воды в Чукотском море наблюдается с изменениями разности давления между антициклонической и циклонической областями в Арктическом бассейне (индекс трансарктического переноса) (рис. 3.17). При увеличении индекса ИТП ледовитость в Чукотском море уменьшается (см. табл. 3.7) и температура воды в августе увеличивается. Коэффициент корреляции между кривыми на рис. 3.17 $r = 0.57$ при $r_{99\%} = \pm 0.42$.

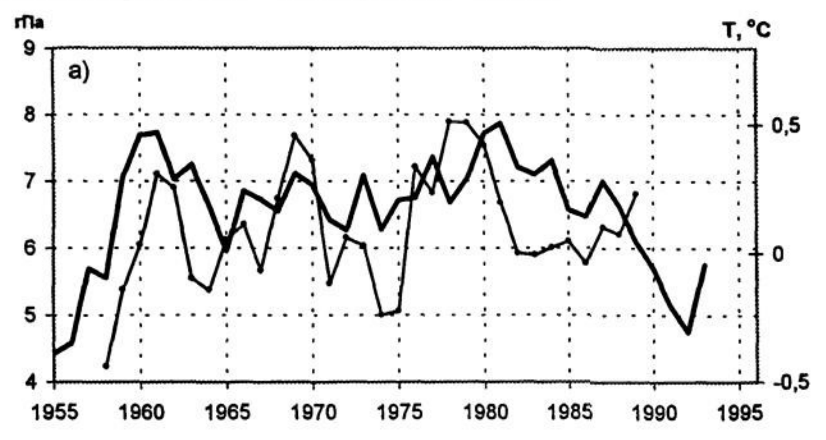


Рис. 3.17. Сопоставление 5-летних скользящих значений индекса ИТП (1) и аномалий августовской температуры воды на 16-м разрезе в Чукотском море (2).

Таким образом, изменения температуры воды в морях Северного Ледовитого океана во второй половине XX столетия подтверждают ранее сделанный вывод, что основные закономерности ее изменчивости объясняются динамикой атмосферной циркуляции и в первую очередь динамикой циркуляции атмосферы в Северной Атлантике.

3.4. Уровень океана

Среди многих показателей, характеризующих климат на Земле, уровень океана является параметром, отражающим влияние целого ряда факторов как в атмосфере, так и в самом океане и потому может служить хорошим суммарным индикатором динамики климата. До самого недавнего времени уровень океана с этой точки зрения рассматривался только в связи с проблемой глобального потепления или похолодания на Земле. Но уровень океана в первую очередь является характеристикой, отражающей текущее динамическое состояние атмосферы и океана. Именно в этих позиций в нашей работе, опубликованной в 2000 г., анализировались колебания уровня морей Северного Ледовитого океана [11]. Поэтому, не анализируя детально колебания уровня вновь в данном исследовании, приведем лишь некоторые основные выводы работы [11].

Анализ уровня был выполнен по данным 52 станций в Норвежском, Баренцевом, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях за вторую половину XX столетия. Один из основных выводов, полученны в работе [11], подтверждает и основной вывод исследования, сделанный в гл. 3 (3.1–3.3). Главной причиной многолетней динамики уровня в морях Северного Ледовитого океана являются изменения в интенсивности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике. В табл.3.11 приведены коэффициенты корреляции между индексом Северо-Атлантического колебания $NAO_{об}$ и первыми главными компонентами разложения на ЕОФ колебаний уровня в пунктах наблюдений по каждому морю за зимний период, летний период и в среднем за год. При этом первая главная компонента включала в себя не менее двух третей общей дисперсии исходных рядов.

Табл. 3.11 и рис. 3.18–3.20 достаточно убедительно свидетельствуют о значительном влиянии Северо-Атлантического колебания на формирование многолетней изменчивости уровня всех морей

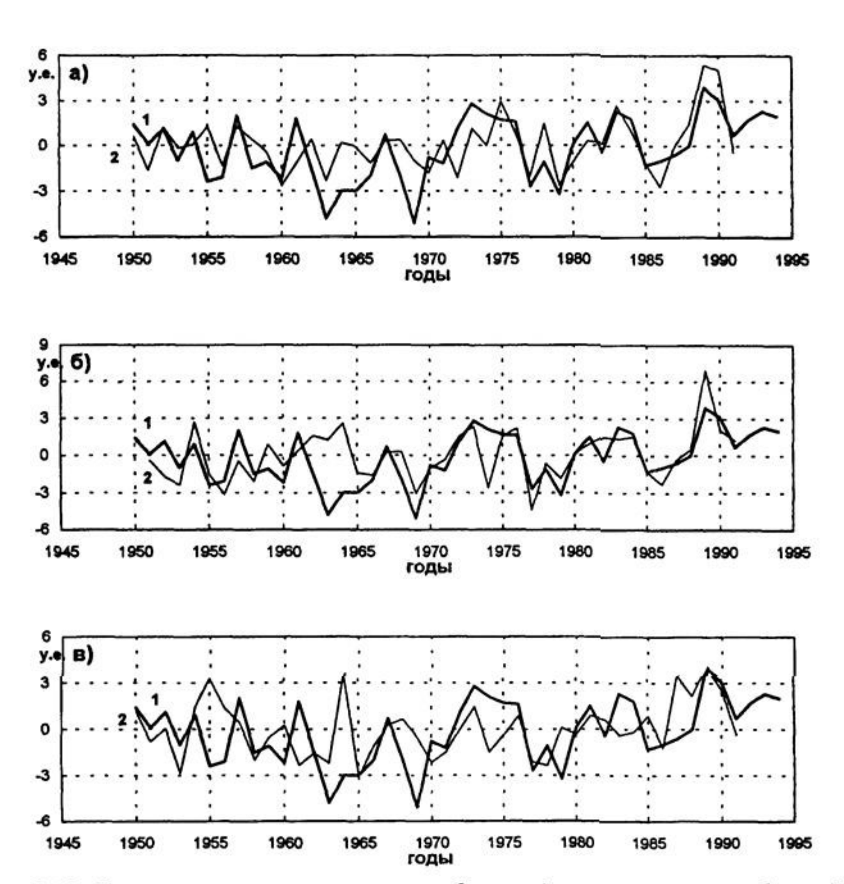


Рис. 3.18. Многолетние изменения индекса Северо-Атлантического колебания (1) и среднегодовых значений уровня (2) Норвежского (а), Карского (б) и Восточно-Сибирского (в) морей.

Северного Ледовитого океана. Как и с другими показателями климата, связь динамики уровня с изменениями давления в центре Арктического антициклона заметно ниже. Интересно, что на западе Северного Ледовитого океана с Северо-Атлантическим колебанием лучше связана многолетняя динамика уровня в зимний период (рис.3.19), а на востоке – в летний (рис.3.20). Заметим также, что на формирование многолетней динамики уровня в Чукотском море в зимний период определенное влияние оказывает и Северо-Тихоокеанское колебание. На динамику уровня других рассматриваемых морей его влияния нет [11].

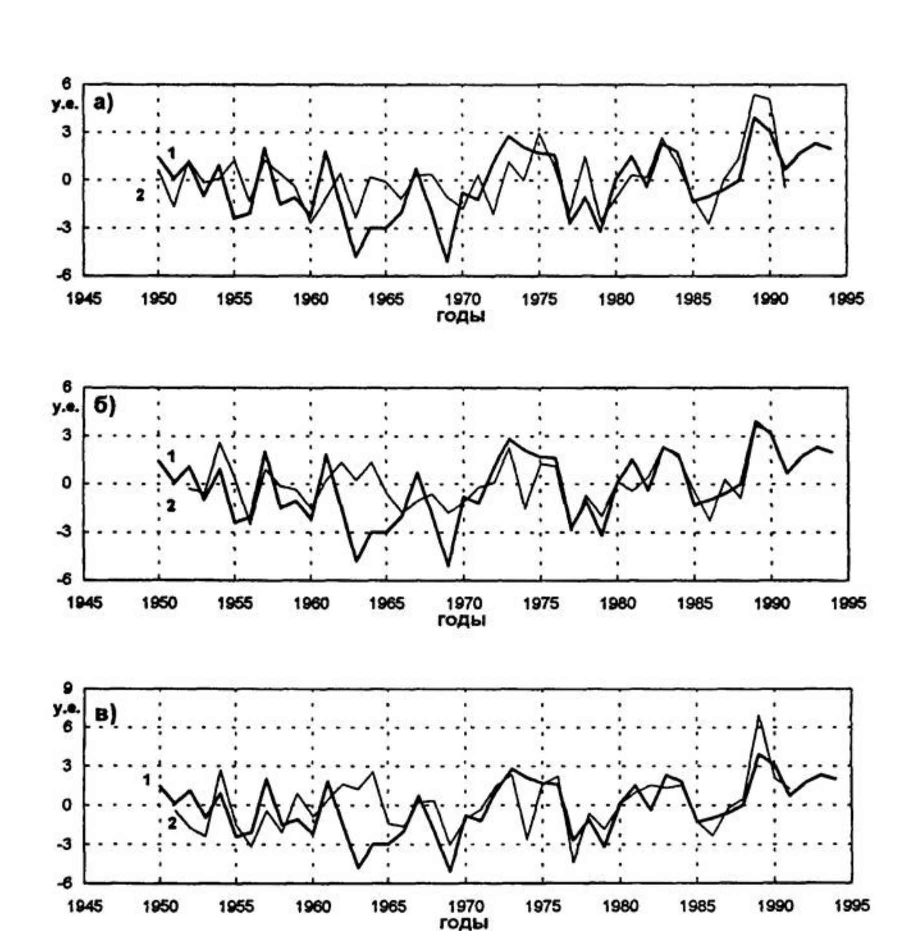


Рис. 3.19. Многолетние изменения индекса Северо-Атлантического колебания (1) и зимних значений уровня (2) Норвежского (а), Карского (б) и Восточно-Сибирского (в) морей.

Основной вывод, сделанный в работе [11], сводился к тому, что именно атмосферные процессы над Северной Атлантикой определяют общий фон преобладания циклонической или антициклонической циркуляции атмосферы в Арктике, а следовательно, и динамику вод Северного Ледовитого океана, что существенно влияет на межгодовые колебания уровня окраинных морей у берегов Евразии. При этом, когда циклоничность в Арктике растет, а антициклоничность уменьшается имеет место подъем уровня на побережье всех морей и, наоборот, при усилении антициклоничности и ослаблении циклоничности уровень на берегах морей Северного Ледовитого океана падает.

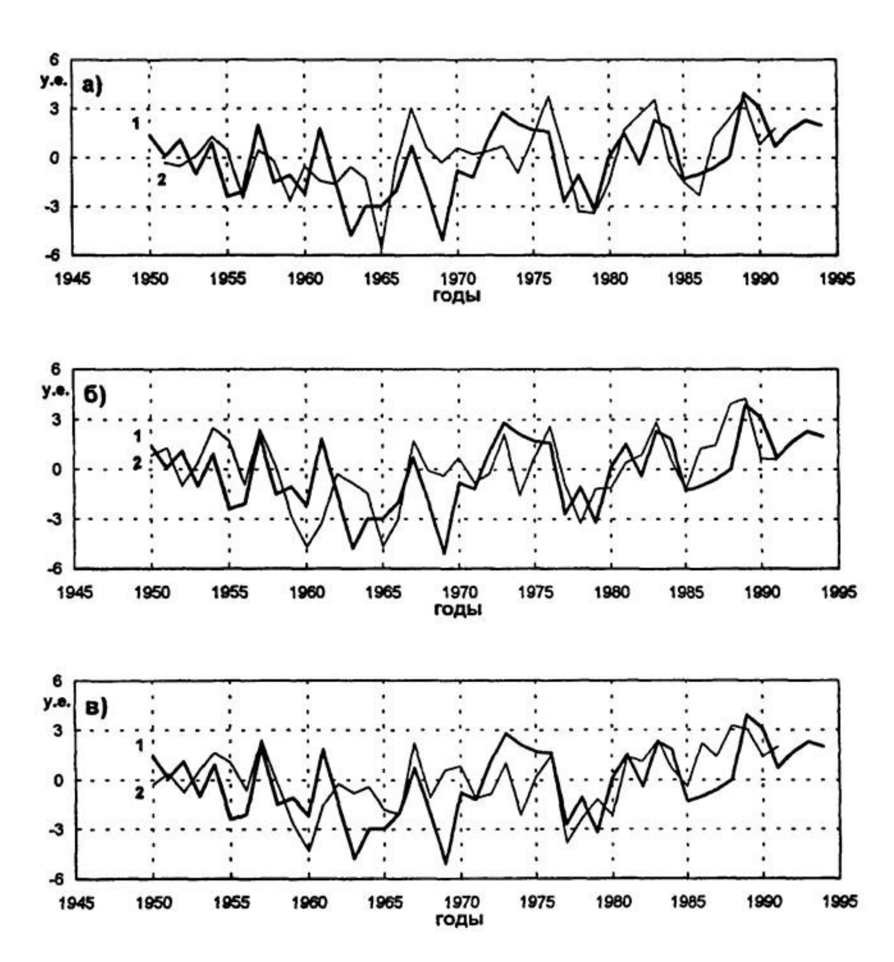


Рис. 3.20. Многолетние изменения индекса Северо-Атлантического колебания (1) и летних значений уровня (2) морей Лаптевых (а), Восточно-Сибирского (б) и Чукотского (в).

С этих позиций интересны и результаты анализа трендовой составляющей динамики уровня морей Северного Ледовитого океана за вторую половину XX столетия (1946–1995 гг.). В табл.3.12 приведены средние (по морям) значения скорости изменения среднего уровня после учета трендовой составляющей за счет статических изменений уровня вследствие изменения атмосферного давления.

Таблица 3.11

ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ ИЗМЕНЕНИЯМИ ИНДЕКСА $NAO_{об}$ И ПЕРВЫМИ ГЛАВНЫМИ КОМПОНЕНТАМИ РАЗЛОЖНИЯ НА ЕОФ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ ЗА ЗИМНИЙ, ЛЕТНИЙ СЕЗОНЫ И В СРЕДНЕМ ЗА ГОД

Море	Сезон	R	Море	Сезон	r
Норвежское	Зима	0.62**	Лаптевых	Зима	0.30*
	Лето	0.17		Лето	0.51**
	Год	0.42**		Год	0.42**
Баренцево	Зима	0.61**	Восточно-Сибирское	Зима	0.29
	Лето	0.12		Лето	0.49**
	Год	0.41**		Год	0.42**
Карское	Зима	0.55**	Чукотское	Зима	0.25
	Лето	0.40**		Лето	0.45**
	Год	0.46**		Год	0.32*

Примечание. Знак «*» указывает на 95%-ный уровень обеспеченности, «**» – на 99%-ный.

Из табл. 3.12 следует, что с учетом изменений давления в Норвежском и Баренцевом морях изменения среднего за год уровня имеют отрицательный тренд со скоростью 0.1 и 0.4 мм в год соответственно. В сибирских морях тренд изменений уровня положителен в среднем со скоростью 1.4 мм в год.

Таблица 3.12

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ СКОРОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ ПОСЛЕ УЧЕТА СТАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ ЗА СЧЕТ ИЗМЕНЕНИЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Моря	Скорость изменения, мм/год
Норвежское	–0.1
Баренцево	–0.4
Карское	0.9
Лаптевых	1.6
Восточно-Сибирское	1.1
Чукотское	2.0

Отрицательный тренд изменений уровня в Норвежском и Баренцевом морях есть в конечном счете результат медленного поднятия Скандинавии и Новой Земли. Известно, что в остальной части Арктического побережья не наблюдается сколько-нибудь заметных вертикальных движений земной коры и они сопоставимы с погрешностями их вычислений [15, 36]. Поэтому общее среднее повышение уровня Северного Ледовитого океана за рассматриваемый пе-

риод времени было принято нами равным 1.4 мм в год. Сразу же отметим, что колебания уровня в арктических морях носят сложный характер и в ряде морей тенденции изменений уровня в различные сезоны года имеют разный знак. Основное повышение уровня, определившее положительный тренд во всех арктических морях, произошло только в 80-е гг. прошлого столетия, что очень наглядно демонстрирует рис. 3.21. По данным за 50-е – 70-е гг., мы имели бы по всем морям отрицательный тренд изменений уровня. Все это не является аргументом в пользу общего потепления климата на Земле.

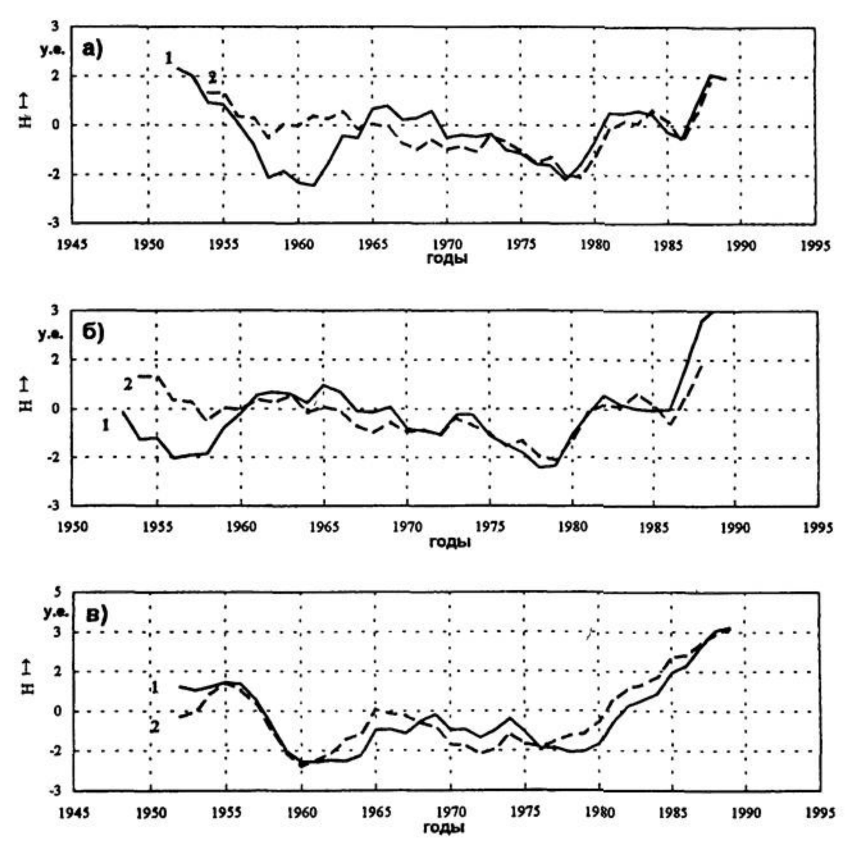


Рис. 3.21. Пятилетние скользящие средние значения первых главных компонент разложения на ЕОФ изменений среднегодовых значений уровня морей СЛО (а): Норвежское (1) и Баренцево море (2), (б): Карское (1) и море Лаптевых (2), (в): Восточно-Сибирское (1) и Чукотское море (2).

Значительно проще объяснить полученные результаты изменениями в динамике циркуляции атмосферы и вод Северного Ледовитого океана. Подъем уровня моря на востоке Арктического бассейна, определяемый антициклонической циркуляцией, и впадина на западе, определяемая циклонической циркуляцией вод, позволили, как уже говорилось в предыдущей главе, использовать наклон уровня в центре Арктического бассейна как индекс, характеризующий соотношение интенсивности циклонической и антициклонической циркуляции вод в Северном Ледовитом океане [39]. Еще раз подчеркнем, что при ослаблении антициклонической циркуляции вод и усилении циклонической циркуляции уровень на побережье всех арктических морей повышается, и, наоборот, при усилении антициклонической циркуляции вод и ослаблении циклонической падает.

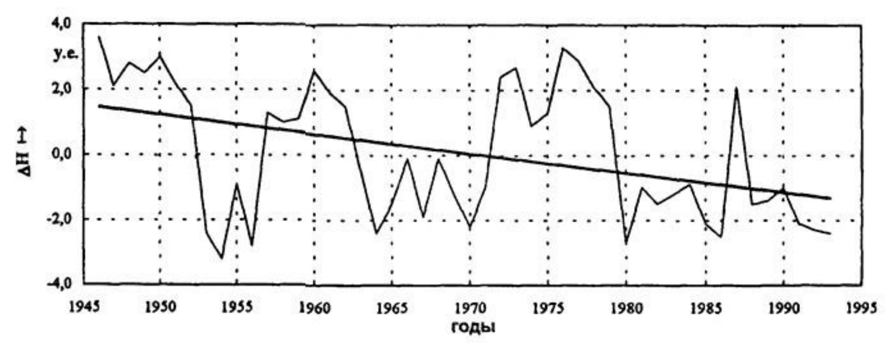


Рис. 3.22. Линейный тренд изменений градиента уровня в центре Арктического бассейна.

На рис. 3.22 приведен линейный тренд динамики наклонов уровня в центре Арктического бассейна. Он отрицателен, что свидетельствует об усилении в целом за рассматриваемый период циклонической циркуляции вод и об ослаблении антициклонической циркуляции в Северном Ледовитом океане. Однако этот отрицательный тренд обеспечен заметным уменьшением наклона уровня только в 80-е гг. Именно в 80-е годы и первую половину 90-х гг. и в атмосфере и в океане Арктического региона очень заметно усилилась цикличность и произошло ослабление антицикличности. Отсюда следует, что уровень всех морей Северного Ледовитого океана в 80-е и первую половину 90-х гг. должен был заметно вы-

расти. При этом наибольший рост уровня можно было ожидать на востоке, на побережье Чукотского моря и моря Бофорта.

Причиной же усиления циклонической циркуляции и ослаблении антициклонической циркуляции вод в Арктическом бассейне является увеличение интенсивности атмосферной циркуляции в Северной Атлантике. Аномально высокие значения индекса Северо-Атлантического колебания были отмечены именно в 80-х – начале 90-х гг. [24].

Усиление интенсивности циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой привело к усилению циклонической циркуляции вод во всей приатлантической части Северного Ледовитого океана, к усилению циркуляции атмосферы в Арктике, увеличению поступления теплых масс воздуха в Северную Полярную область и теплых атлантических вод в Арктический бассейн [24]. Именно такая перестройка в циркуляции атмосферы и циркуляции вод в Северном Ледовитом океане и была, на наш взгляд, основной причиной положительного тренда в изменениях уровня арктических морей в конце XX столетия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование Арктического антициклона показало, что он является практически стационарным атмосферным образованием, как все океанические центры действия атмосферы. Расположен антициклон в восточной части Арктического бассейна и его центр в течение года за период с 1945 по 1995 г. располагался в зоне 76°–78° с.ш. и 140°–150° з.д., смещаясь к северу в период, когда он наиболее выражен (конец зимы) и к югу в моменты наибольшего ослабления (конец лета).

В сезонных изменениях широты центра антициклона превалирует полугодовая составляющая, которая по амплитуде превосходит годовую почти в три раза. В изменениях других характеристик полугодовая составляющая выражена слабее. Движение центра антициклона в годовой и полугодовой волнах происходит по часовой стрелке. Закономерности полугодовых колебаний давления, широты и долготы в центре Арктического антициклона идентичны тем, что и у ближайших его соседей, циклонических центров действия атмосферы в Северной Атлантике и северной части Тихого океана.

Анализ многолетней динамики характеристик Арктического антициклона позволяет констатировать, что в изменениях давления и широты центра антициклона заметны вариации с периодом около 25 лет, 7-и лет и 2–3 года. При интенсификации антициклон имеет тенденцию смещаться на северо-запад, а при ослаблении – на юго-восток. С середины прошлого столетия интенсивность антициклона несколько уменьшилась, а его центр сместился к югу. Сравнение динамики характеристик Арктического антициклона с изменениями индексов Северо-Атлантического и Северо-Тихоокеанского колебаний свидетельствует о слабой связи между указанными индексами и характеристиками антициклона. Можно отметить только определенное влияние Северо-Атлантического колебания в долгопериодной части спектра изменчивости на динамику характеристик антициклона. При увеличении индекса NAO и соответствующем усилении циклоничности в Арктическом бассейне ослабевает интенсивность Арктического антициклона и он смещается к юго-востоку. Наоборот, при уменьшении индекса NAO, Арктический антициклон интенсифицируется и смещается к северо-западу. Атмосферные процессы в северной части Тихого океана не оказывают сколько-нибудь заметного влияния на динамику Арктического антициклона.

Установлена связь Арктического антициклона с повторяемостью форм атмосферной циркуляции по классификации Г.Я. Вангенгейма. При интенсификации Арктического антициклона уменьшается повторяемость формы W и увеличивается повторяемость формы Е.

Исследование динамики интенсивности трансарктического переноса воздушных масс показало, что она формируется прежде всего под влиянием изменений интенсивности атмосферных процессов в Северной Атлантике и Арктического антициклона. Незначительное влияние на динамику трансарктического переноса оказывает и изменчивость интенсивности атмосферной циркуляции в северной части Тихого океана.

Изучение динамики температурных условий в Арктике в XX столетии позволило установить, что начиная с западной границы моря Баффина и двигаясь на восток до Восточно-Сибирского моря самыми теплыми десятилетиями за все столетие были или 30-е, или 40-е гг. Только на побережье Чукотского моря и моря Бофорта последнее десятилетие прошлого столетия было наиболее теплым. Самыми холодными во всей Арктике, кроме района моря Баффина, было первое десятилетие XX в. и 60-е гг. На берегах моря Баффина наиболее холодными были 80-е и 90-е гг.

Анализ линейных трендов динамики температуры воздуха за вторую половину XX столетия на 16 станциях, расположенных севернее Полярного круга, показал, что на 10 станциях тренд отсутствует, на 4-х станциях, расположенных на побережье Чукотского моря и моря Бофорта тренд положителен (в среднем 0.8° за 50 лет при $\delta_{ср}$ = 1°0 С), и 2 станциях на побережье моря Баффина тренд отрицателен (в среднем 1.6°С за 50 лет при $\delta_{ср}$ = 1.2°С).

Таким образом, утверждение о глобальном потеплении климата Земли по данным наблюдений за температурой воздуха в Арктике не подтверждается. Не подтверждается по данным наблюдений и необходимое следствие глобального потепления – усиление глобального влагооборота. Ни в изменениях общего стока рек в Северный Ледовитый океан, ни в изменениях эффективных осадков на поверхность Северного Ледовитого океана не наблюдается значимых трендов во второй половине XX столетия.

Результаты выполненного исследования позволяют утверждать, что долгопериодная изменчивость температурного режима и режима осадков в Арктике определяется в первую очередь динамикой Северо-Атлантического колебания и в определенной степени изменениями интенсивности Арктического антициклона. С увеличением индекса NAO усиливается перенос теплых и влажных воздушных масс из Северной Атлантики в Арктический регион в результате чего температура воздуха почти на всей территории Арктики повышается и увеличивается количество осадков и, наоборот. При интенсификации же Арктического антициклона температура в Арктике имеет тенденцию к понижению.

Анализ изменений ледовитости арктических морей за вторую половину XX столетия также не позволяет говорить о сколько-нибудь заметном ее общем уменьшении. Долгопериодная изменчивость ледовых условий в морях Арктики, как и температура воздуха, в первую очередь определяется интенсивностью атмосферной циркуляции в Северной Атлантике. Подобный результат был получен и при анализе температуры воды на нескольких разрезах в морях Баренцевом, Карском, Лаптевых и Чукотском.

Анализ многолетней изменчивости уровня океана, одного из наиболее показательных суммарных индикаторов динамики климата, также позволяет сделать вывод о том, что его колебания в Арктическом регионе определяются изменчивостью атмосферной циркуляции в Арктике и циркуляцией вод в Северном Ледовитом океане. Повышение уровня в арктических морях в 80-е и первую половину 90-х гг. связано с усилением цикличности в атмосфере над Арктикой и ослаблением Арктического антициклона и соответствующем усилении циклонической и ослаблении антициклонической циркуляции вод в Северном Ледовитом океане.

Таким образом, реальность глобального потепления Земли вследствие парникового эффекта из-за увеличивающего содержания углекислого газа в атмосфере Земли очень проблематична и не подтверждается результатами анализа многолетней изменчивости различных климатических характеристик в Северной Полярной области, где потепление должно было бы проявляться наиболее заметно. Наблюдающиеся изменения характеристик климата в Арктике полностью определяются циклическими колебаниями атмосферной циркуляции, в первую очередь формирующимися в регионе Северной Атлантики.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Александров Е.И., Брязгин Н.Н., Дементьев А.А.* Мониторинг климата приземной атмосферы полярных областей. Экспресс-информация, вып.16, СПб, ААНИИ, 2003, с. 49–50.
2. *Алексеев Г.В., Захаров В.Ф., Смирнов А.Н., Смирнов Н.П.* Многолетние колебания ледовых условий и атмосферной циркуляции в приатлантической Арктике и Северной Атлантике. Метеорология и гидрология, № 9, 1998, с. 87–98.
3. *Алексеев Г.В., Бабкин В.И., Смирнов Н.П.* Многолетние изменения речного стока в Северный Ледовитый океан и их связь с характеристиками климата высоких и умеренных широт Северного полушария. – Труды ГНЦ РФ ААНИИ, т.441, 1999, с.181–194.
4. *Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф.* Роль Арктического антициклона в распределении пресных вод в Арктическом бассейне. Метеорология и гидрология, № 2, 2000, с.61–68.
5. *Алексеев Г.В.* ред. Формирование и динамика современного климата Арктики. СПб.: Гидрометеоиздат, 2003, с. 80.
6. *Баннов-Байков Ю.Л. и др.* Рельеф уровенной поверхности Северного Ледовитого океана. Проблемы Арктики и Антарктики, вып.62, 1986, с.12–18.
7. *Брязгин Н.Н. и др.* Элементы пресноводного баланса морей Сибирского шельфа. Экспресс-информация, вып.16, СПб, ААНИИ, 2003, с.40.
8. *Вангенгейм Г.Я.* Материалы для построения синоптических методов характеристики климата. Изв.Главн.геофизич.обсерв., № 2-3, 1933, с.3–16.
9. *Визе В.Ю.* Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. М.: И-во Главсевморпути, 1944, 274 с.
10. *Воробьев В.Н.* Полугодовой прилив и дрейф льдов Арктического бассейна. Труды ААНИИ, т.319, 1976, с.
11. *Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю., Смирнов Н.П.* Сезонные и многолетние колебания уровня морей Северного Ледовитого океана. СПб, Изд. РГГМУ, 2000. – 113 с.
12. *Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 280 с.
13. *Гирс А.А.* Макроциркуляционный метод долгосрочных гидрометеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеоиздат, 1974 – 485 с.
14. *Гудкович З.М.* Антициклоническая циркуляция льдов в Арктическом бассейне и дрейф станции «Северный полюс-8», Проблемы Арктики и Антарктики, 1966, № 23, с.5–10.
15. *Дворкин Е.Н.* Возможные изменения уровня арктических морей. В кн. «Климатический режим Арктики на рубеже XX и XX1 вв.». СПб.: Гидрометеоиздат, 1991, с.150–159.
16. *Дворкин Е.Н., Кочанов С.Ю., Смирнов Н.П.* Северо-Атлантическое колебание и многолетние изменения уровня Северного Ледовитого океана. Метеорология и гидрология, № 3, 2000, с.78–84.
17. *Захаров В.Ф.* Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996, 213 с.
18. *Колтышов Р.К.* Структура и изменчивость динамической топографии поверхностного слоя Арктического бассейна. Канд.дисс. СПб, Фонды ААНИИ, 1998. – 182 с.

19. *Максимов И.В., Смирнов Н.П.* Происхождение полугодового ритма в деятельности океанских течений. Известия АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1965, т.1, № 10, с.1079–1087.
20. *Попов А.В. и др.* Сезонные и межгодовые изменения термохалинных характеристик в северной части Гренландского моря. Экспресс-информация, вып.16, СПб, ААНИИ, 2003, с.15–16.
21. *Смирнов А.Н., Смирнов Н.П.* Колебания климата и биота Северной Атлантики. СПб, Изд. РГГМУ, 1998.: 149 с.
22. *Смирнов Н.П.* Сезонные вариации в деятельности системы Гольфстрим. Проблемы Арктики и Антарктики, № 22, 1965, с.
23. *Смирнов Н.П.* Долгопериодные ритмические явления в деятельности Гольфстрима. Изв.ВГО АН СССР, 1965, т.97, № 5, с.427–437.
24. *Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю.* Северо-Атлантическое колебание и климат. СПб, Изд. РГГМУ, 1998, 121 с.
25. *Смирнов Н.П., Воробьев В.Н.* Северо-Тихоокеанское колебание и динамика климата в северной части Тихого океана. СПб, Изд. РГГМУ, 2002. – 121 с.
26. *Тимохов Л.А. и др.* Межгодовые изменения ареалов распресненных вод в Арктическом бассейне и их связь с атмосферной циркуляцией. Экспресс-информация, вып.16, СПб, ААНИИ, 2003, с.16–17.
27. *Трешников А.Ф., Баранов Г.И.* Структура циркуляции вод Арктического бассейна. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 158 с.
28. *Янес А.В.* Оценка многолетней изменчивости характеристик водных масс Арктического бассейна и морей. Отчет о научно-исследовательской работе «Исследование климатически активных полярных процессов, колебаний климата в системе «атмосфера – морской лед – океан – суша» и их влияние на земной климат. СПб, Фонды ААНИИ, 1995, книга 3, с.374–376.
29. *Brasket A., Curry J., Maslanik J.* Sea-ice variability in Greenland and Labrador Seas and their interaction with the North Atlantic Oscillation In "Conference on Polar Processes and Global Climate". Draft Summury Report, Oslo, Norway, 1997, p.23–25.
30. *Chapman W.L. and Walsh J.E.* Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes. Bull. Amer. Meteorol. Soc., N 74, 1993, p.33–47.
31. *Deser C., Walsh J.E., Timlin M.S.* Arctic Sea Ice Variability in the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends. Journ. of Climate, Vol. 13, 2000, p.617–633.
32. *Dickson R.R. and all.* The Arctic Ocean Respons to the North Atlantic Oscillation Journ. of Climate, Vol.13, 2000, p.2671–2695.
33. *Glowienka R.* Studies on the Variability of Icelandic Low and Azores High between 1881 and 1983. Beitr. Phys. Atmosph., Vol.58, N 2, 1985, p.160–170.
34. *Haas C., Eicken H.* Interannual variability of summer sea ice thickness in the Siberian and central Arctic under different atmospheric circulation regimes. Journ. of Geophys. Res. Vol. 106, N C3, 2001, p.4449–4462.
35. *Kahl J.D. and all.* Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in the past 40 years. Nature, N 361, 1993, p.335–337.
36. *Lisitzina E.* Sea Level Changes. Silver Oceanography Series, Vol. 8, 1974, 286 p.
37. *Machel H., Kapala A., Flohn H.* Behaviour of the centres of action above the Atlantic Since 1881. Part 1. Characteristic of seasonal and interannual variability. Intern. Journ. of Climatology, Vol. 18, 1998, p. 1–22.

38. *Martin S., Munoz E. And Drucker R.* Recent observations of a spring-summer surface warming over the Arctic Ocean. Geophys. Res. Letter, 24, 1997, p.1259–1262.
39. *Proshutinsky A., Jonson M., Polyakov Y.* Decadal scale variability of the Arctic System. Proceedings of ACSYS Conference on Polar Processes and Global Climate, WMO/TD, 1998, N 908, p.206–211.
40. *Przybylak R.* Spatial and temporal changes in extreme air temperatures in the Arctic over the period 1951–1990. Intern. Journ. of Climatology, 17, 1997, p.615–634.
41. *Przybylak R.* Temporal and spatial variation of surface air temperature over the period of instrumental observations in the Arctic. Intern. Journ. of Climatology, v.20, 2000, p.587–614.
42. *Radionov V.F. and Aleksandrov E.Y.* Tendencies of climate in the Nothern Polar area. Proceedings Conference on Polar Processes and Global Climate. Part II. Rosario, Orcas Island, Washington, USA, 1997, p.209–211.
43. *Sahsamanoglou H.S.* A contribution to the study of action centres in the North Atlantic. Intern. Journ. of Climatology. Vol. 10, 1990, p.247–261.
44. *Venegas S.A., Mysak L.A.* Is a Dominant Timescale of Naturale Climate Variability in the Arctic? Journ. of Climate, 2000, Vol. 13, p.3412–3434.
45. *Vinje T.* On the variation during the past 400 years of the Barents sea ice edge position and Nothern Hemisphere temperature. In Proceedinqs Conference on Polar Processes and Global Climate, part 2, 1997, p.269–271.
46. *Vinje T.* Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric circulation in the Nordic Seas during Period 1864–1998. Journ. of Climate, Vol. 14, 2001, p.255–267.
47. *Vuglinsky V.* ACSYS Arctic run-off data base. Report of the fourth Session of the WCRP ACSYS scientific steering qroup. WCRP Informal Report, N 10, 1996, p.16–17.
48. *Walsh J.E.* The elusive Arctic warming. Nature, N 361, 1993, p.300–301.
49. *Zhang J., Rothrock D. and Steele M.* Recent Chanqe in Arctic Sea Ice. The Interplay between Ice Dynamics and Thermodinamics. Journ. of Climate, Vol.13, 2000, p.3099–3114.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Научное издание

АРКТИЧЕСКИЙ АНТИЦИКЛОН И ДИНАМИКА КЛИМАТА СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

Монография

Владимир Николаевич Воробьев
Николай Павлович Смирнов

Редакторы: И.Г. Максимова
О.С. Крайнова

ЛР № 020309 от 30.12.96.

Подписано в печать 27.08.03. Формат 60x90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная Усл.-печ.л. 4,48. Уч.-изд.л. 5,3. Тираж 200 экз. Заказ № 48
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «Лека», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 68.